CADERNOS

LABORATORIO XEOLÓXICO DE LAXE ● Nº 30

REVISTA DE XEOLOXÍA GALEGA E DO HERCÍNICO PENINSULAR

INSTITUTO UNIVERSITARIO DE XEOLOXIA ISIDRO PARGA PONDAL

HAC LUCE
UNIVERSIDADE DA CORUÑA
Servicio de Publicacións

PUBLICACIONS
DO SEMINARIO DE
ESTUDOS GALEGOS
Área de Xeoloxía e Minería

GALICIA INNOVACIÓN
Plan Galego de Investigación, Desenvolvemento
e Innovación Tecnolóxica
2002-2005

CADERNOS DO LABORATORIO
XEOLÓXICO DE LAXE

30

GALICIA INNOVACIÓN

Plan Galego de Investigación, Desenvolvemento
e Innovación Tecnolóxica
2002-2005

UNIVERSIDADE DA CORUÑA
Servicio de Publicacións

ISIDRO PARGA PONDAL

PUBLICACIÓNS DO SEMINARIO DE ESTUDOS GALEGOS
Área de Xeoloxía e Minería

EDICIOS DO CASTRO
Sada - A Coruña

ISSN: 0213-4497
Depósito Legal: C - 1054 - 1984
Imprime: TÓRCULO

PORTADA: Detalle de la pradera en la Pampa de Achala (República Argentina)

Supervisión del inglés: Ana Martelli

Cadernos del Laboratorio Xeolóxico de Laxe aparece referenciado en: Zentralblatt für Mineralogie; Index to Scientific & Technical proceedings; ISI/ISTP&B; Índice Español de Ciencia y Tecnología (C.S.I.C.); Notas Bibliográficas del Boletín del I.G.M.E.; PASCAL TEMA C.N..R.R.; GEO ABSTRACTS; GEO BASE; CURRENT BOOK CONTENTS.

ÍNDICE

Pág.

GRANITOS DE ESMOLFE E ANTAS-MATANÇA (PORTUGAL): PETROGRAFIA E INFLUÊNCIA DA FRACTURAÇÃO NO ESTABELECIMENTO DE ÁREAS POTENCIAIS PARA EXPLORAÇÃO DE GRANITO ORNAMENTAL

THE ESMOLFE AND ANTAS-MATANÇA GRANITIC MASSIFS (PORTUGAL): PETROGRAPHY AND INFLUENCE OF FRACTURING IN THE ESTABLISHMENT OF POTENTIAL AREAS FOR ORNAMENTAL STONE QUARRYING

Lisboa, J.V.& de Oliveira, P.S.D. 11

GEOLOGIA ESTRUTURAL E GEOTECNIA DO MACIÇO GRANÍTICO DO ALTO DA CABEÇA SANTA (NW DE PORTUGAL): IMPLICAÇÕES PARA A GESTÃO DO GEORRECURSO DA PEDREIRA DA MIMOSA

STRUCTURAL GEOLOGY AND GEOTECHNICS OF THE ALTO DA CABEÇA SANTA GRANITIC ROCK-MASS (NW PORTUGAL): IMPLICATIONS FOR THE GEORESOURCES MANAGEMENT OF MIMOSA QUARRY

Santos Pereira, C. M.; Chaminé, H. I.; Vieira, A. R.; Teixeira, J.; Gomes, A. & Fonseca, P. E. 39

APLICAÇÃO DE SISTEMAS ÓPTICOS NA AVALIAÇÃO GRANULOMÉTRICA DE GRANITÓIDES PARA PRODUÇÃO DE INERTES: O CASO DA PEDREIRA DE MALAPOSTA (NW DE PORTUGAL)

APPLICATION OF OPTICAL SYSTEMS TO THE EVALUATION OF SIZE DISTRIBUTIONS IN GRANITIC ROCKS FOR AGGREGATES PRODUCTION: MALAPOSTA QUARRY CASE STUDY (NW PORTUGAL)

Pizarro, S.; Gomes, L.; Dinis da Gama, C.; Lopes, A. & Chaminé, H. I. 57

CLASSIFICAÇÃO DE GRANITOS HERCÍNICOS PORTUGUESES COM BASE NAS SUAS CARACTERÍSTICAS PETROFÍSICAS

CLASSIFICATION OF PORTUGUESE HERCYNIAN GRANITES BASED ON PETROPHYSICAL CHARACTERISTICS

Sant'ovaia, H. & Noronha, F. 75

GRAVIMETRIC ANOMALY MODELLING OF THE POST-TECTONIC GRANITE PLUTON OF ÁGUAS FRIAS – CHAVES (NORTHERN PORTUGAL)

MODELAÇÃO DA ANOMALIA GRAVIMÉTRICA DO MACIÇO GRANÍTICO PÓS-TECTÓNICO DE ÁGUAS FRIAS – CHAVES (NORTE DE PORTUGAL)

Sant'ovaia, H. & Noronha, F. 87

LATE HOLOCENE EVOLUTION OF REDOX STATE OF THE SEDIMENTS OF GALICIA MUD DEPOSIT (OUTER CONTINENTAL SHELF)

EVOLUÇÃO HOLOCÉNICA RECENTE DO ESTADO REDOX DOS SEDIMENTOS DO DEPÓSITO LODOSO DA GALIZA (PLATAFORMA CONTINENTAL EXTERNA)

Martins, V.; Jouanneau, J.-M.; Weber, O.; Patinha, C.; Ferreira Da Silva, E.; Terroso, D.; Dias, J. M. A. & Rocha, F. T 99

NOVA ABORDAGEM NA CARACTERIZAÇÃO DO AQUÍFERO COSTEIRO DE SINES (S PORTUGAL) RECORRENDO A TÉCNICAS ISOTÓPICAS AMBIENTAIS

NEW APPROACH IN THE CHARACTERIZATION OF SINES COASTAL AQUIFER (S PORTUGAL) USING ENVIRONMENTAL ISOTOPE TECHNIQUES

Galego Fernandes, P.; Carreira, P. & Silva, M.O. 125

HYDROGEOLOGICAL STUDY OF A HIGH MOUNTAIN AREA (SERRA DA ESTRELA, CENTRAL PORTUGAL): A MULTIDISCIPLINARY APPROACH

ESTUDO HIDROGEOLÓGICO DE UMA ÁREA MONTANHOSA (SERRA DA ESTRELA, PORTUGAL CENTRAL): UMA ABORDAGEM MULTIDISCIPLINAR

Espinha Marques, J.; Marques, J.M.; Chaminé, H.I.; Afonso, M. J.; Carreira, P.M.; Fonseca, P.E.; Cabral, J; Monteiro Santos, F.A.; Vieira, G.T.; Mora, C., Gomes, A.; Teixeira, J.; Samper, J.; Pisani, B.J.; Aguiar, C.; Gonçalves, J.A.; Almeida, P.G.; Cavaleiro, V.; Carvalho, J.M.; Sodré Borges, F.; Aires-Barros, L. & Rocha, F.T 145

PROPRIEDADES FÍSICAS E INFILTRAÇÃO DE ÁGUA DE UM LATOSSOLO VERMELHO AMARELO (OXISOL) DO NOROESTE DO ESTADO DE SÃO PAULO, BRASIL, SOB TRÊS CONDIÇÕES DE USO E MANEJO

PHYSICAL PROPERTIES AND WATER INFILTRATION ON A YELLOW RED LATOSOL (OXISOL) FROM NW OF SÃO PAULO STATE, BRAZIL, UNDER THREE CONDITIONS OF SOIL USE AND MANAGEMENT.

Alves, M.C; Suzuki, L.E.A. S; Hipólito, J.L. & Castilho, S.R 167

DESCRIPCIÓN DE LA EVOLUCIÓN DEL MICRORRELIEVE EN FUNCIÓN DE LA PRECIPITACIÓN ACUMULATIVA MEDIANTE CUATRO ÍNDICES

DESCRIPTION OF MICRO RELIEF EVOLUTION AS A FUNCTION OF CUMULATIVE RAINFALL USING FOUR INDICES

Vidal Vázquez, E.; Paz González, A. & Maria, I.C.de 181

THE CAVE-COMPLEX "A TOUBA DO BRION – COBREIRAS" CAVERNOUS WEATHERING RELATED TO MASS WASTING DOWNWARD SHEETING PLANES.

LA ALTERACIÓN DEL COMPLEJO DE CUEVAS "A TOUBA DO BRIÓN-COBREIRAS" RELACIONADO CON MOVIMIENTOS DE MASAS SEGÚN PLANOS DE EXFOLIACIÓN.

Vaqueiro Rodríguez, M. 193

O TERRENO ACRECIONÁRIO DO PULO DO LOBO: IMPLICAÇÕES GEODINÂMICAS DA SUTURA COM A ZONA DE OSSA-MORENA (SW DA CADEIA VARISCA IBÉRICA)

THE PULO DO LOBO ACCRETIONARY TERRANE: GEODYNAMIC IMPLICATIONS OF THIS SUTURE WITH OSSA-MORENA ZONE (SW IBERIAN VARISCAN FOLD BELT)

Fonseca, P.E. 213

TECTÓNICA DA PONTA DE SÃO LOURENÇO, ILHA DA MADEIRA

TECTONICS OF PONTA DE SÃO LOURENÇO, MADEIRA ISLAND

Ramalho, R.; Madeira, J.; Fonseca, P.E.; Silveira, A.; Prada, S. & Rodrigues, C.F. 223

SEQUÊNCIAS OFIOLÍTICAS INTERNAS DA ZONA DE OSSA-MORENA: IMPLICAÇÕES GEODINÂMICAS NA EVOLUÇÃO DO RAMO SW DA CADEIA VARISCA IBÉRICA

INTERNAL OSSA-MORENA ZONE OPHIOLITIC SEQUENCES: GEODYNAMIC IMPLICATIONS FOR THE EVOLUTION OF THE SW BRANCH OF THE IBERIAN VARISCAN CHAIN

Pedro, J.C.; Araújo, A.; Fonseca, P.E. & Munhá, J.M. 235

Director de la publicación

J.R. VIDAL ROMANÍ

Editores Adjuntos

H. CHAMINÉ
A. GRANDAL d´ANGLADE

Comité Científico

A. Marcos (Oviedo); L.G. Corretgé (Oviedo); R. Arenas (Madrid); J.R. Martínez Catalán (Salamanca); F. Noronha (Porto); H. Chaminé (Aveiro); H. Granja (Braga); G. Soares de Carvalho (Braga); A. Varela (Cervo); R. Rodríguez (Madrid); R. Arenas (Madrid); C. R. Twidale (Adelaide); M. Thomas (Stirling); A. Grandal d´Anglade (Coruña); J.R. Vidal Romaní (A Coruña); A. Paz González (Coruña).

Revisión de los textos en inglés

A. Martelli Emancipato

Editores

Seminario de Estudos Galegos. Área de Xeoloxía e Minería. Santiago de Compostela.
Universidade da Coruña. Instituto Universitario de Xeoloxía.
Secretaría Xeral de Investigación e Desenvolvemento (Xunta de Galicia).

Objetivos de la revista

Revista dedicada a la geología de Galicia en general y a la del Hercínico en particular. En consecuencia no está restringida a ningún tema de geología, o relacionado, en tanto que se refiera a temas gallegos, si bien recoge todos los que se refieren al hercínico peninsular ibérico. Se considerarán casos especiales cuando a juicio del Comité Científico de la revista sea conveniente.

Periodicidad

Anual con números extraordinarios dedicados a temas monográficos intercalados.

Suscripción

El precio es variable para cada volumen en función del número de trabajos incluidos en cada uno de ellos. Para suscripciones, dirigirse a la Secretaría del Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 15168 O Castro (Sada, A Coruña). España. Teléfono 34 981 620200, extensión 240

Información para los autores

Formato- Los trabajos se redactarán en cualquiera de los idiomas oficiales en la Unión Europea y se enviarán en soporte informático, preferiblemente CD, aunque también podrán enviarse por correo electrónico o por correo de superficie en cuyo caso se adjuntará una copia impresa donde se intercalarán las figuras en el lugar del texto recomendado por el autor. Como procesador de texto se usará Word 2000 o versiones más modernas, para Macintosh o PC.

Página de título- En la primera página deberá constar el título en negrita y minúsculas, en el idioma original del trabajo, seguido por el título en inglés también en minúsculas. Si el idioma del trabajo es el inglés, el segundo título deberá constar en español.

Bajo el título constarán los autores (apellidos e iniciales) por orden de firma.

A continuación el resumen en inglés, de no más de 300 palabras, y hasta 7 palabras clave en inglés

Por último figurarán las direcciones completas de los autores y sus email si los tienen.

Texto del manuscrito- En las páginas siguientes se dispondrá el texto del artículo en Times o Times New Roman12 puntos, a doble espacio, y con márgenes amplios.

Los apartados principales figurarán en letra mayúscula negrita. Los apartados secundarios en minúscula negrita. En caso de utilizarse apartados de tercer orden éstos irán en letra minúscula cursiva.

El número máximo de hojas que se admitirá por trabajo será de 15, incluyendo figuras, fotografías, mapas, etc. Para trabajos de mayor extensión se ruega consultar al Director de la publicación.

Material gráfico

Los dibujos, gráficos o fotografías en blanco y negro se numerarán correlativamente como figuras. Deberán ser presentados separadamente indicando en el ejemplar impreso el lugar del texto en que se recomienda su inserción.

Todo el material gráfico deberá presentarse bajo soporte informático (formatos tiff o pdf) y con la resolución adecuada para su correcta visualización y posterior impresión.

Bibliografía

En la bibliografía constarán todos los trabajos citados en el texto. Los autores en mayúsculas y las revistas o textos en cursiva.

Separatas

Cada autor recibirá un documento en PDF con el artículo en su versión final.

Envío de los manuscritos

— Los trabajos originales se enviarán a:

Laboratorio Xeolóxico de Laxe
Fundación Isidro Parga Pondal
Telf.: 981 620200 extensión 240 o 241
Fax: 981 623804
Biblioteca@labxedlaxe.e.telefonica.net
15168 O Castro- Sada
(A Coruña) (Spain)
e-mail: biblioteca@labxedlaxe.e.telefonica.net

Indicando dirección habitual, teléfono, fax y correo electrónico..

— Una vez terminada la impresión los originales serán devueltos a su autor/es, si así lo desean y expresan.

— *El número máximo de hojas que se admitirá por trabajo será quince* (15) incluyendo figuras, fotografías, mapas, etc. Para trabajo de mayor extensión se ruega consultar al editor científico.

— El Laboratorio Xeolóxico de Laxe se reserva el derecho de devolver al autor/es aquéllos que no se ajusten a estas normas.

Revisores científicos del volumen 30 (2005):

A.A. Soares de Andrade	Universidade de Aveiro	Portugal
G. Gutiérrez-Alonso	Universidad de Salamanca	España
A. Azor	Universidad de Granada	España
P. E. Fonseca	Universidade de Lisboa	Portugal
A Serralheiro	Universidade de Lisboa	Portugal
L.C. Gama Pereira	Universidade de Coimbra	Portugal
A. Diogo Pinto	Universidade de Lisboa	Portugal
C. Mendonça Arrais	Universidade de Porto	Portugal
R. Fernández Rubio	Universidad Politécnica de Madrid	España
J. M. Marques	Instituto Superior Técnico Lisboa	Portugal
F.J. Sierro Sánchez	Universidad de Salamanca	España
D. Scott	Dalhousie University	Canadá

Y un revisor anónimo

Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe
Coruña. 2005. Vol. 30, pp. 11-38

ISSN: 0213-4497

Granitos de Esmolfe e Antas-Matança (Portugal): petrografia e influência da fracturação no estabelecimento de áreas potenciais para exploração de granito ornamental

The Esmolfe and Antas-Matança granitic massifs (Portugal): Petrography and influence of fracturing in the establishment of potential areas for ornamental stone quarrying

José Vítor Lisboa [1] e Daniel P. S. de Oliveira[1]

Abstract

The present investigation seeks to study the areas with ornamental/dimension stone potential in the Esmolfe and Antas-Matança granitic massif, in central northern Portugal.
Both granites studied are calc-alkaline, undeformed, blue-grey in colour, medium-grained with a slightly porphyritic tendency.
The textural characteristics of the granite massifs are relatively homogeneous although variations do occur. The Antas-Matança facies shows some colour variations and heterogeneity in grain size. The Esmolfe facies is more homogeneous, coarser-grained, and lighter in colour, due to aggregates of feldspar crystals, than the Antas-Matança facies. Superficial alteration of the Antas-Matança facies is greater than in the Esmolfe facies.
Due to the petrographic and textural characteristics of the granite under study, and small defects in terms of dimension stone production, the main limiting factor in defining favourable areas for dimension stone extraction is the fracture density pattern. Hence, this aspect is highlighted.
In the Esmolfe massif, the main fracture orientation is N15-30º W (total population). In this system, 50% of the fracture spacing is < 1m although there is considerable dispersion.
The total fracture population in the Antas-Matança massif shows there to be two main orientation directions 40-50º and 150-160º that are sub vertical in nature. In both sets spacing is < 1m (65% of total).
Fracture spacing in both massifs are considered moderate (1-2.5m) to ample (2.5-6.25m). Comparison of the class frequencies of distance between consecutive fractures shows that the distribution of intervals is similar in both the Esmolfe and Antas-Matança massifs. However, if we compare the average distance frequencies between fractures in the scanlines, the spacing between fractures in Esmolfe appears to be greater than in Antas-Matança. In Esmolfe, one third of the lines studied, the average spacing is < 2m. These factors, in conjunction with the textural homogeneity of the rock, mineralogical characteristics and other factors, such as favourable topographic conditions, easy access and large reserves demonstrate the high ornamental potential of these granites.
The quarrying activity in Esmolfe is intense and chaotic which causes a high negative visual impact. The lack of technical management in the majority of quarries implies that rarely the more promising levels are ever

Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe
Coruña. 2005. Vol. 30, pp. 11-38

extracted resulting in the premature closure of the quarry.
The Esmolfe granite is commercialised under various designations of which Cinza (grey) is the more common. It outcrops generally in large boulders that due to their dimension alone allow the installation of the quarries. Alteration profile is generally < 0.2m.
The extraction activity of the Antas-Matança massif is presently restricted to three quarries, being the granite commercialised under the designation Cinza (grey) or Cinzento Antas (Antas grey). The existence of extensive slabs of this facies with a reduced alteration profile creates very favourable conditions for dimension stone extraction.
This study shows that the Esmolfe massif has potential for extraction in four areas located SW of Pedras Altas and S of Ponte do Ferreira. For the Antas-Matança massif 5 areas are proposed, namely the outcrops nearby Pisão, Lameira area (station A24), Antas and Abrocedo areas.
The importance of this study is clearly shown not only for territorial land planning uses, in the selection and hierarchisation of potential areas but also to better plan exploration methodologies (e.g. use of georadar or percussion drilling), if the raw material warrants it.

Key words: Massif, granite, ornamental stone, fracturing, potential area.

(1) INETI (Centro de Dados Geológicos)/Ex-Instituto Geológico e Mineiro, Apartado 7586, 2721-866 Alfragide, Portugal

INTRODUÇÃO

Os maciços graníticos de Esmolfe e de Antas-Matança situam-se na região centro-norte de Portugal, entre as cidades de Viseu e Guarda (fig. 1A) e ocupam uma área total de cerca de 31km^2.

O maciço granítico de Esmolfe, aflorante numa área de aproximadamente 12km^2, tem forma subcircular e apresenta uma estreita faixa a NE, por vezes com menos de 0.5km de largura, que prolonga para SE até ao maciço granítico de Antas-Matança, o qual exibe uma forma elíptica alongada. Este, cobrindo uma área de cerca de 19km^2, tem 10km de comprimento segundo o eixo maior, orientado E-W, e largura máxima de 2.5 a 3km (Fig. 1).

Os granitos que constituem os dois maciços – granito de Esmolfe e granito de Antas-Matança, têm características texturais distintas, mas do ponto de vista genético (idade e composição mineralógica), são semelhantes, sendo englobados e definidos (GONÇALVES *et al.* 1990) numa mesma fácies, o *granito de Celorico-Matança*, de granularidade média, com duas micas e tendência porfiróide.

Este trabalho apresenta um refinamento das principais conclusiões expostas em trabalho prévio por Lisboa & Oliveira (2003). O presente trabalho tem como objectivo o estudo e definição de áreas com potencialidades para produção de rocha ornamental, em ambos os maciços, visto o granito que os constitui apresentar características ornamentais.

ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO E GEOMORFOLÓGICO

Os maciços de Esmolfe e Antas-Matança inserem-se paleogeograficamente na Zona Centro-Ibérica (LOTZE 1945) e enquadram-se num extenso maciço de granitos calco-alcalinos, não deformados, orientados segundo NW-SE, que se estende por mais de 200km.

O *granito de Celorico-Matança*, datado de 252 ± 9 M.a. pelo método de Rb-Sr, rocha total (PINTO *et al.* 1987) é segundo a classificação proposta (FERREIRA *et al.* 1987), pós-orogénico relativamente à fase F_3 (3ª fase de deformação hercínica com compressão máxima NE-SW), atribuída ao Namuriano-Vestefaliano médio (DIEZ BALDA *et al.* 1990). Na área estudada, faz contacto com granitos tardi a pós-orogénicos, acentuadamente porfiróides e mais ricos em biotite (GONÇALVES *et al.* 1990), (Fig. 1). Estes granitos têm geralmente granularidade grosseira, excepto na zona sul dos corpos, onde apresentam granularidade média.

Recortando a mancha granítica de Esmolfe, ocorre um tipo moscovítico, de granularidade fina e com estrutura filoneana, de orientação NE-SW.

No maciço de Antas-Matança, junto à localidade de Forcado, ocorre um pequeno plutonito (1.5 x 0.6km na maior dimensão) de granularidade fina e *fabric* inequigranular (GONÇALVES *et al.* 1990); esta fácies engloba-se num conjunto de pequenos corpos graníticos, pré-orogénicos (granitos de Forcadas, Almeidinha, Fuinhas e Cortiçô) de granularidade fina a fina/média e uma heterogeneidade textural acentuada internamente e entre eles (GONÇALVES *et al.* 1990; AZEVEDO 1996).

Os maciços em apreço estão ligados, junto ao Rio Dão, pelo *granito de Vila Cova do Covelo*, de carácter sin-tectónico relativamente à fase F_3 (FERREIRA PINTO 1983; GONÇALVES *et al.* 1990).

As rochas metassedimentares anteriores à actividade ígnea, em contacto com a fácies Celorico-Matança, restringem-se a três pequenos afloramentos câmbricos, situados nos bordos E, W e S do maciço de Antas-Matança. O bordo N deste maciço, faz contacto em grande parte com quartzitos finos, xistos metapelíticos e grauvaques metamorfizados, atribuídos ao Ordovícico (TEIXEIRA 1981; GONÇALVES *et al.* 1990).

Geomorfologicamente ambos os maciços se situam numa faixa de erosão regular inclusa na plataforma do Mondego, limitada pelas fracturas tardi-hercínicas de orientação NNE-SSW entre Verín-Penacova e Bragança-Unhais da Serra (BRUM FERREIRA 1978). A plataforma encontra-se nesta área em estado avançado de degradação registando-se relevos residuais circunscritos, que atingem 665 e 704m, respectivamente nos maciços de Esmolfe e de Antas-Matança. O relevo na área é condicionado pela existência de linhas de água de orientação NE-SW, concordantes com a orientação das fracturas. Este aspecto é mais evidente no maciço de Esmolfe. Os contactos do granito de Antas-Matança, com outros granitos genética e texturalmente distintos, são geralmente bem marcados, traduzindo-se a nível topográfico, em zonas relativamente aplanadas nos

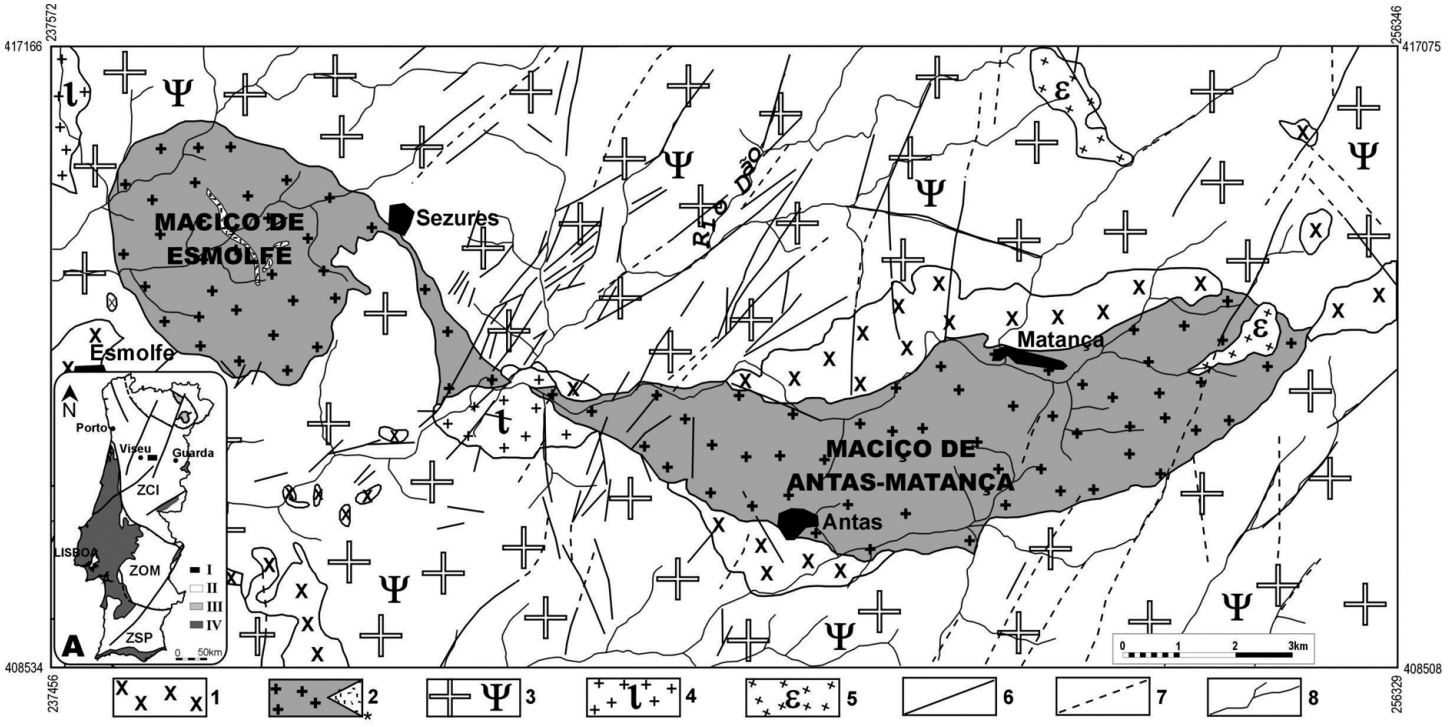


Fig. 1. A - Localização.
I. Área estudada; II. Maciço Hespérico; III. Terrenos alóctones; IV. Bacias sedimentares; ZCI: Zona Centro Ibérica; ZOM: Zona de Ossa Morena; ZSP: Zona Sul Portuguesa.
Enquadramento geológico dos maciços de Esmolfe e de Antas-Matança.
Metassedimentos do Paleozóico: 1 - Xistos argilosos, quartzitos e grauvaques
Rochas graníticas: 2 - Pós-tectónicas a F_3 (Maciços de Esmolfe e Antas-Matança); * Aplogranito muscovítico; 3 - Tardi a pós-tectónicas a F_3; 4 - Sintectónicas a F_3; 5 - Pré-tectónicas a F_3; 6 - Falha; 7 - Falha interpretada; 8 - Linha de água.
(Modificado de GONÇALVES *et al.* 1990).

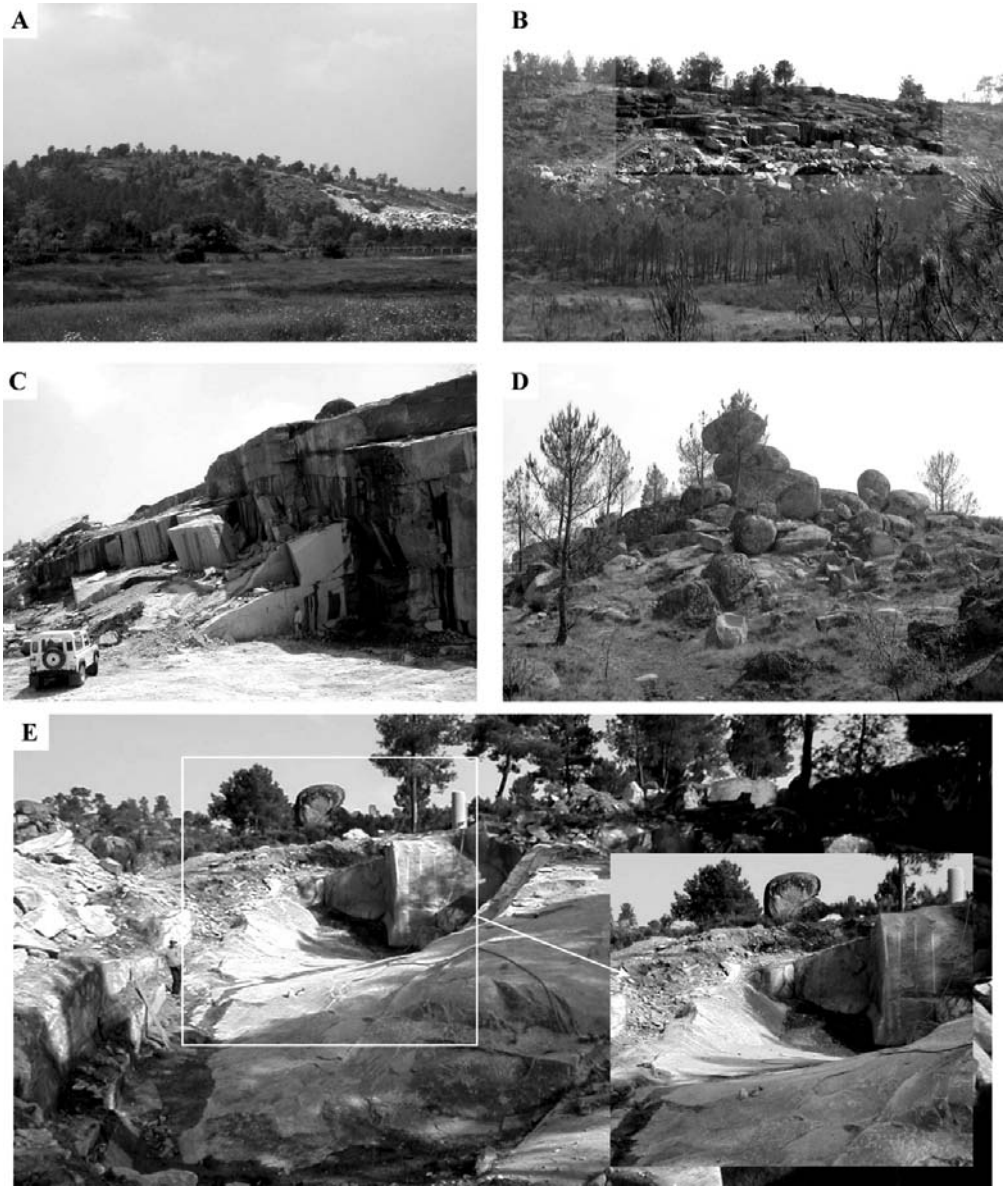


Fig. 2. Aspectos morfológicos nos maciços de Antas-Matança e Esmolfe: A- estrutura dômica isolada em Matança; B- aproveitamento das fracturas de descamação para extracção de blocos, no mesmo local; C- pormenor das fracturas cujo espaçamento por vezes permite obtenção de blocos; D- forma tipo nubbin em Forcadas (Antas-Matança); E- fractura originando estrutura sinforma em Esmolfe (Homem à esquerda como escala).

granitos mais antigos, de granularidade mais fina, contrastantes com os relevos mais acentuados, no granito de Antas-Matança, de granularidade grosseira.

A morfologia granítica caracteriza-se pela coexistência de penedos, blocos e dômas, em ambos os maciços (Fig. 2). As últimas formas são frequentemente condicionadas por fracturas de descamação (VIDAL ROMANÍ & TWIDALE 1998; TWIDALE & VIDAL ROMANÍ 2005) ou *sheeting*, que assumem particular influência no maciço de Antas-Matança, onde deram origem a uma forma tipo *bornhardt*. Neste maciço observou-se também uma forma residual correspondente a um pequeno doma granítico coberto de blocos, de tipo *nubbin*.

CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS

Geoquimicamente, tanto o granito de Esmolfe como o granito de Antas - Matança são sienogranitos peraluminosos consoante a sua classificação (DEBON & LEFORT 1983; DE LA ROCHE *et al.* 1980), respectivamente (Figs 3A e B) baseado em análises químicas de elementos maiores por fluorescência de raios-X (Quadro 1).

O granito de Esmolfe (fig. 4A), é composto por quartzo, feldspato (microclina e plagioclase), biotite ± clorite, moscovite, sericite, rútilo e zircão. Como

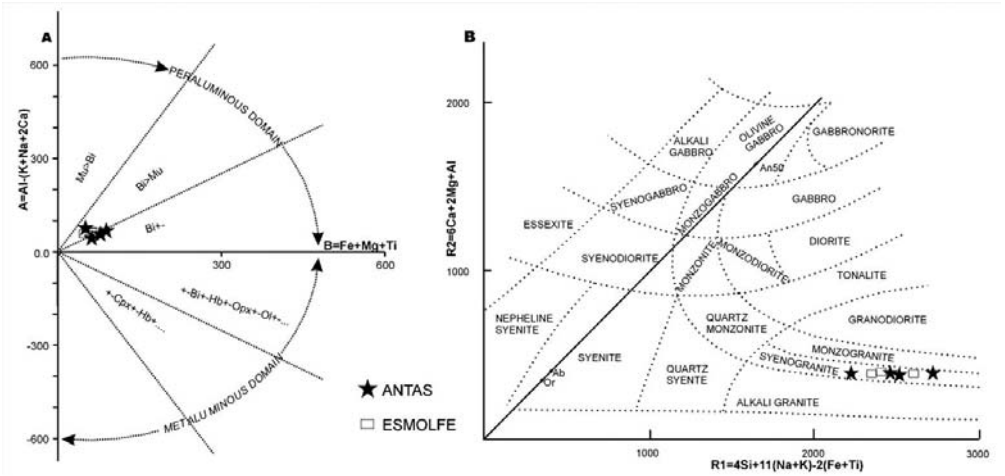


Fig. 3. Classificação geoquímica dos granitos de Esmolfe e Antas-Matança. A) Classificação consoante Debon e Lefort (1983) e B) Classificação consoante de la Roche et al. (1980).

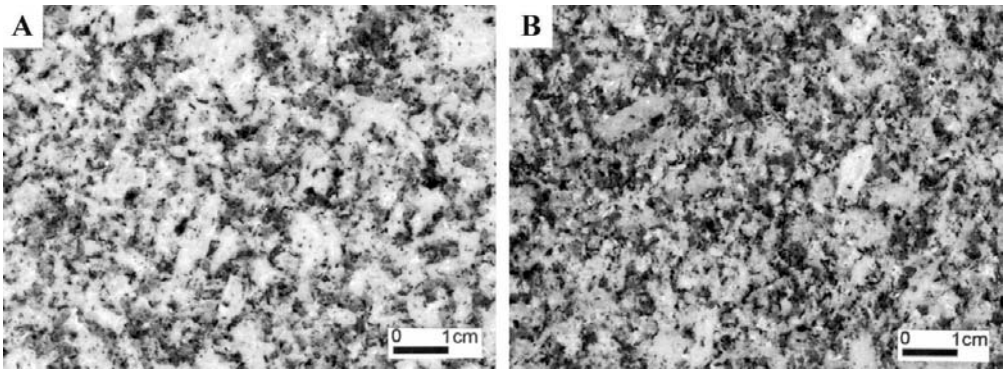


Fig. 4. Texturas típicas das regiões de Esmolfe e de Antas-Matança (amostras em chapa polida). A) Granito de Esmolfe na pedreira Albugranitos. B) granito de Antas-Matança na pedreira da Incoveca.

fase acessória de óxidos contém ilmenite disseminada ao longo das superfícies de clivagem da biotite.

O quartzo é tipicamente anédrico, com extinção ondulante localizada, que coexiste com grãos sem extinção ondulante.

Os feldspatos podem apresentarem-se ligeiramente alterados. Esta alteração é evidenciada por bordos corroídos e alteração sericítica no núcleo. Neste granito, predominam feldspatos não alterados. Algumas zonas com textura mirmequítica foram também observadas. Os feldspatos, de cor branca leitosa, podem atingir 15mm de comprimento. As micas observadas (biotite, moscovite e sericite) são subédricas a anédricas. A biotite pode apresentar alteração estreita nos bordos (2-3ìm). Foi observada em algumas lâminas delgadas, alteração incipiente da biotite para clorite. O tamanho dos grãos da biotite varia entre 30ìm e 1.4 mm, nas amostras estudadas. A moscovite, menos abundante do que a biotite, mostra cristais (>700 ìm de largura), que são cortados por vénulos muito finos de quartzo, que mantém ainda a sua continuidade óptica. Os bordos da moscovite, tal como os dos feldspatos, são corroídos.

A sericite, pouco frequente, apresenta cristais com dimensão superior a 1mm, e ocorre intersticialmente em relação ao quartzo e felsdpato.

O granito de Antas-Matança (Fig. 4B) apresenta essencialmente a mesma mineralogia do granito de Esmolfe, embora tenham sido observados 3 grãos de cassiterite, além da ilmenite.

Microscopicamente, o granito de Antas-Matança apresenta textura hipidiomórfica granular, sendo composto por microclina (42%) pertítica e poicilítica, quartzo (31%) e plagioclase (18%). Os minerais acessórios são biotite e moscovite (total de 8%), zircão e rútilo, sericite e clorite como minerais de alteração (MOURA *et al.* 1996; RAMOS *et al.* 1997). Em lâmina delgada, este granito apresenta cristais de feldspato menores do que o granito de Esmolfe (podem atingir 6mm de comprimento). Estes estão intensamente alterados para sericite no seu núcleo. A sericite ocorre de duas formas: como

Elementos maiores

Amostra	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	LOI	TOTAL
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
Antas 1	72,35	13,57	4,34	0,052	0,33	0,83	3,22	4,56	0,202	0,23	0,30	99,99
Antas 2	70,03	13,99	3,92	0,047	0,31	0,78	3,26	5,08	0,197	0,24	1,34	99,19
Antas 3	74,45	13,86	2,16	0,039	0,32	0,82	3,25	4,40	0,205	0,24	0,75	100,48
Antas 4	72,98	13,52	2,81	0,043	0,32	0,88	3,43	4,78	0,203	0,24	0,95	100,16
Esmol 1	72,56	14,12	2,81	0,038	0,29	0,75	3,25	5,38	0,201	0,24	0,86	100,50
Esmol 2	73,70	13,66	2,76	0,040	0,32	0,86	3,37	4,43	0,210	0,22	0,91	100,49
Esmol 3	72,32	13,94	3,37	0,043	0,31	0,84	3,41	4,80	0,195	0,26	0,79	100,27

Elementos menores

Amostra	Ba	Sr	Y	Sc	Zr	Be	V
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Antas 1	243	50	22	3	124	5	-5
Antas 2	275	52	23	4	132	4	10
Antas 3	239	50	24	3	127	6	10
Antas 4	244	52	25	4	120	6	7
Esmol 1	276	51	20	3	121	3	6
Esmol 2	209	48	21	4	126	3	10
Esmol 3	215	47	21	3	116	3	5

Quadro 1. Análises químicas por fluorescência de raios-X para os granitos de Antas-Matança (Antas) e Esmolfe (Esmol). Valores negativos de V indicam abaixo do limite de detecção do aparelho analítico.

produto de alteração dos feldspatos e como produto de alteração da biotite.

FRACTURAÇÃO

A relativa homogeneidade das fácies graníticas estudadas, em termos petrográficos e texturais, implica que a fracturação, seja o principal factor condicionante da sua aptidão ornamental, razão pela qual lhe é dada maior importância neste trabalho.

O reconhecimento inicial do estado de fracturação dos maciços estudados foi efectuado com o auxílio de fotografias aéreas na escala 1:15.000, visando a identificação do padrão de fracturação regional, e a delimitação dos domínios menos fracturados. A compartimentação do corpo intrusivo e as características das diaclases, tornam mais frequente o afloramento de lajes em Antas-Matança e penedos ou bolas de grande dimensão, na área de Esmolfe.

Reconheceram-se outros aspectos, que influenciaram na selecção dos alvos potenciais: situações de topografia mais adequada, vias de acesso e proximidades de povoados.

Os fotolineamentos detectados, correspondem a descontinuidades compreendendo diaclases, falhas ou zonas de falha e filões.

As direcções regionais de fractura em Esmolfe, embora variáveis, apresentam as seguintes orientações preferenciais: NE, N-S e NW.

No domínio de Antas-Matança, existe a predominância de orientação de fracturas NE a NNE, NNW, E-W e N-S.

Metodologia aplicada

O estudo do padrão de fracturação na escala de afloramento, ou seja, a orientação e densidade dos sistemas principais de diaclases, foi efectuado com base na amostragem sistemática de descontinuidades, seleccionando-se os locais considerados mais adequados, correspondentes a estações. Esta amostragem foi feita com base no estabelecimento de linhas de observação (*scanlines*), segundo a técnica de amostragem linear (*Scanline Sampling Technique*) descrita previamente (PRIEST & HUDSON 1981; HUDSON & PRIEST 1983; ISRM 1978, 1981) e Brady & Brown (1985). Em Portugal, esta técnica tem sido aplicada em contextos geotectónicos e geotécnicos distintos (*e.g.*, LAMAS, 1989; DINIS DA GAMA *et al.* 1992; CHAMINÉ & GASPAR, 1995). As *scanlines* são orientadas preferencialmente perpendiculares ao principal sistema de diaclases. Sempre que os afloramentos o justificavam e permitiam, realizaram-se pelo menos duas *scanlines* prependiculares entre si.

No maciço de Esmofe consideraram-se 17 estações, designadas E1 a E17 (Fig. 5). No maciço de Antas – Matança realizaram-se *scanlines* em 23 estações de um total de 27 (A1 a A27, Fig. 6).

O espaçamento entre descontinuidades é um dos parâmetros mais importantes para avaliar a aptidão ornamental da rocha num maciço, indispensável para o cálculo da célula unitária e estudo da blocometria (GARCÍA, 1995). No entanto, a sua estimativa nem sempre é directa, devido ao frequente condicionamento da direcção segundo a qual é efectuada a amostragem, não sendo sempre possível escolher as direcções perpendiculares aos principais sistemas de diaclases. Assim, nestes casos foram obtidas distâncias e não espaçamentos.

O efeito da orientação das *scanlines*, na estimativa do espaçamento entre diaclases sub-paralelas consecutivas (*L*), foi corrigido com base numa relação trigonométrica (LA POINTE & HUDSON 1985), onde: $L=a \cos q$, em que q é o ângulo entre a *scanline* e a prependicular às diaclases consecutivas, e *a* é o comprimento medido.

Este efeito, pode assim ser corrigido, mas a dispersão de orientações das diaclases ao longo de uma mesma linha não permite o cálculo de todos os espaçamentos numa *scanline*.

O espaçamento médio entre diaclases (ISRM 1978; PRIEST & HUDSON 1981), embora facilmente quantificável, tem um significado relativo, devido a factores como a assimetria das distribuições ou a ocorrência de diaclases sub-paralelas, agrupadas (*clusters*), as quais, quando muito próximas, falseiam o valor médio real. Para reduzir a perturbação induzida por estes factores no cálculo do espaçamento médio, recorreu-se a outros parâmetros.

A análise dos espaçamentos dos principais sistemas de diaclases em cada estação (Quadros 1 e 3; Figs. 5 e 6), consistiu na verificação de valores máximos e mínimos e cálculo da média aritmética e mediana, esta última mais robusta do que a média e menos sensível aos dados *outliers* de cada distribuição.

Para avaliar a dispersão dos espaçamentos, calculou-se o desvio-padrão e, para comparar as dispersões em diferentes linhas de observação, optou-se por utilizar a dispersão relativa ou coeficiente de variação (CV=100*s/m), que expressa o desvio-padrão como percentagem do valor médio.

A densidade de fracturação foi estimada pela frequência de diaclasamento, o número de diaclases por unidade de comprimento (ISRM 1978; HUDSON & PRIEST 1983). Esta, por si só, não permite uma avaliação do potencial ornamental da rocha, pois um valor elevado não implica em uma fraca qualidade ornamental. A situação existe, quando ocorrem sistemas de diaclases muito próximas (<0.5 m), alternadas com espaçamentos maiores.

Calculou-se ainda o produto das médias dos espaçamentos em *scanlines* ortogonais entre si, sempre que existiam unicamente dois sistemas sub-verticais, de modo a obter a área média entre descontinuidades.

Na estimativa dos parâmetros referidos, não foi considerada a fracturação sub-horizontal. A razão para o facto deve-se à escassez de locais onde fosse possível obter um mínimo de dados significativos (normalmente pedreiras, que exceptuando a pedreira da *Incoveca*, em Antas, são muito pouco profundas) para tratamento estatístico, conjugada com um padrão de afloramento (relevos suaves) que em geral inviabiliza esta amostragem e ainda pela constatação da irregularidade destas descontinuidades, em termos de traço e/ou espaçamento. Contudo, em cada estação, sempre que observadas, estas descontinuidades foram registadas e consideradas na selecção das áreas com interesse para a extracção de rocha ornamental ou industrial.

O estudo da direcção e magnitude de eventuais deslocamentos superficiais nas diaclases fornecem informação sobre a sua origem e deformação a que foram sujeitas. Para detectar pequenas deslocações em diaclases fechadas ou com abertura muito reduzida, correlacionou-se, sempre que possível, marcadores (cristais) do granito em lados opostos do traço da diaclase. Os filões e inclusões máficas, também servem como marcadores passivos que registram o movimento ao longo das diaclases (SEGALL & POLLARD 1983).

A observação conjunta dos parâmetros obtidos fornece indicações qualitativas e quantitativas sobre o estado de compartimentação da rocha num local ou em uma pequena área envolvente. Deste modo, é possível inferir as características da fracturação e avaliar os locais estudados em termos de aptidão ornamental.

Finalmente, a análise da compartimentação dos dois maciços graníticos, juntamente com as características de alteração da rocha, à escala dos afloramentos, permitiu fazer uma selecção das áreas, que apresentam maior potencialidade para instalação de pedreiras, com vista à exploração de granitos como rocha ornamental.

Resultados e discussão

Registaram-se as principais características das descontinuidades observadas em ambos os maciços que se apresentam sucintamente:

Nos afloramentos verifica-se uma heterogeneidade bastante elevada nos espaçamentos entre diaclases, com valores máximos observados de 17m.

A persistência das diaclases nos sistemas principais é de acordo com classificação proposta por ISRM (1978), em geral elevada (10-20m).

A abertura das diaclases varia, de acordo com a classificação ISRM (1978), de fechada (0.1-0.25mm) a cerca de 30cm, valor no intervalo de classe extremamente aberta (10-100cm), com a maioria delas apresentando aberturas inferiores a 1mm, ou seja entre fechadas e moderadamente abertas (2.5-10mm).

Maioritariamente, as descontinuidades não têm preenchimento.

Quanto à rugosidade (ISRM, 1978), as descontinuidades são maioritariamente planares e lisas ou ondulantes e suaves; são também frequentes descontinuidades estriadas, ondulantes e planares.

O diaclasamento sub-horizontal é geralmente irregular, com espaçamento muito variável, que tende a diminuir rapidamente com a profundidade. A contribuição destas descontinuidades para a definição do bloco natural é mais evidente no maciço de Antas-Matança.

Relativamente ao factor deslocamentos nas diaclases, a sua avaliação, em ambos os maciços, não revelou deslocamentos discerníveis macroscopicamente. Esta observação indica que o deslocamento tangencial relativo, se ocorreu, foi menor do que a dimensão do grão. As observações de campo evidenciam que, a maioria das diaclases estudadas, não são qualificadas como sendo resultantes de cizalhamento.

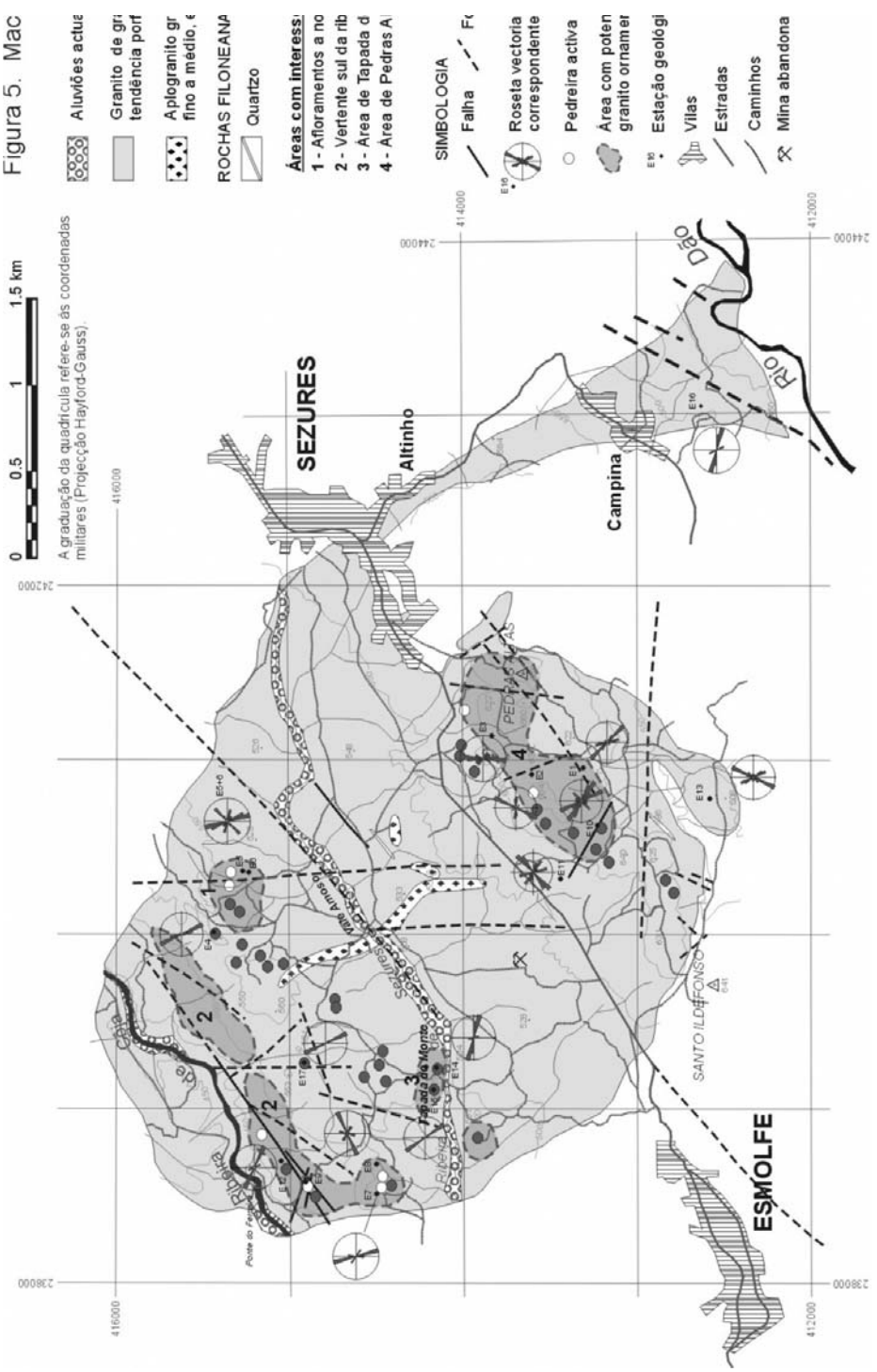
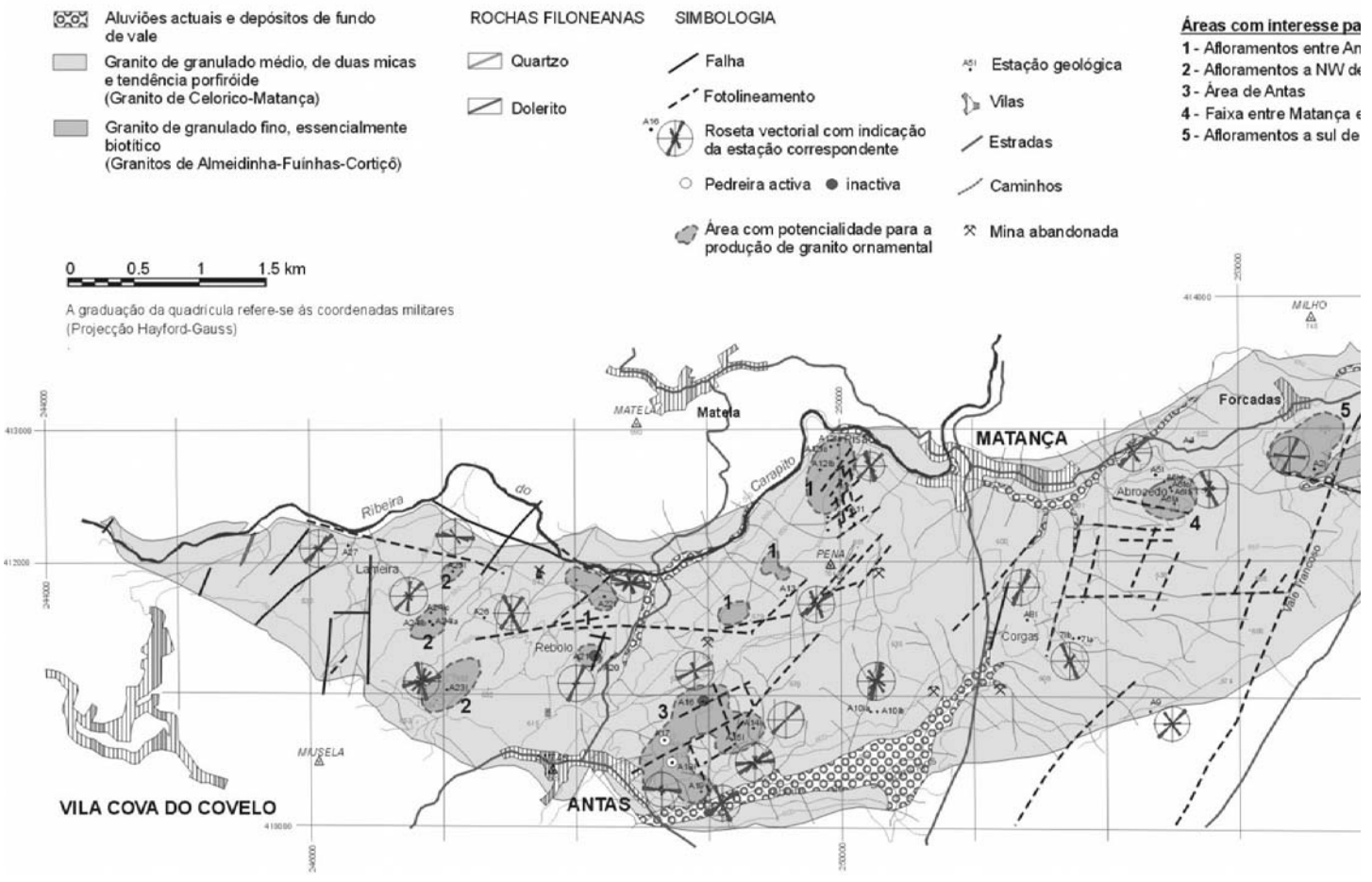


Figura 5. Mac
Aluviões actua
Granito de gr
tendência porf
Aplogranito gr
fino a médio, e
ROCHAS FILONEANA
Quartzo
Áreas com interess
1 - Afloramentos a no
2 - Vertente sul da rib
3 - Área de Tapada d
4 - Área de Pedras A
SIMBOLOGIA
Falha
Roseta vectoria
correspondente
Pedreira activa
Área com poten
granito ornamer
Estação geológi
Vilas
Estradas
Caminhos
Mina abandona
0 0,5 1 1,5 km
A graduação da quadrícula refere-se às coordenadas
militares (Projecção Hayford-Gauss).
SEZURES
Altinho
Campina
Rio Dão
ESMOLFE
SANTO ILDEFONSO
Ribeira de Esmolfe
Ribeira de Sezures
Ribeira de Santo António
Ribeira da Mata
Ponte do Fojo
Ponte de Sezures
Ponte de Santo António
Ponte da Mata
Casa da Mata
Tapada da Mata
PEDRAS ALTAS
1
2
3
4
E1
E2
E3
E4
E5
E6
E7
E8
E9
E10
E11
E12
E13
E14
E15
E16
E17
E18
E19
E20
416000
412000
242000
244000
238000

Figura 6. Maciço de Antas - Matança



Na área estudada, as diaclases formaram-se inicialmente como fracturas de distensão (*dilational fractures*).

A localização das estações (Figs 5 e 6) mostra a onde foram colhidos os dados estruturais e as rosetas vectoriais com a frequência das superfícies de fractura.

Maciço de Esmolfe

No maciço de Esmolfe, as diaclases mais frequentes (Fig. 7) têm orientação azimutal geográfica 150-165º; os pendores são elevados, maioritariamente sub-verticais, embora se verifique uma tendência para o quadrante NE. Identificam-se, com menor frequência, descontinuidades com orientação 15-30º e entre 90-150º com esta última exibindo uma dispersão elevada. As inclinações destas fracturas são superiores a 60º, com predomínio de sub-verticais.

A importância da orientação de fractura 150-165º, com pendores de 80-90º, ao nível da população total, confirma-se pela ocorrência de sistemas com esta direcção, em 16 de 22 linhas consideradas, seja como sistemas principais ou secundários (LISBOA & OLIVEIRA 2003).

Neste sistema, apesar da dispersão acentuada, 50% dos espaçamentos observados são inferiores a 1m (Fig. 8A). Os intervalos de espaçamento propostos estão de acordo com a classificação para rochas graníticas (fig. 8B) apresentada por GARCÍA (1995); para identificar agrupamentos de fracturas muito próximas, modificou-se o intervalo definido como espaçamento reduzido (< 1m), no qual passam a ser considerados espaçamentos inferiores a 0.3m e compreendidos entre 0.3 e 1m.

Os espaçamentos entre diaclases dos principais sistemas têm, na maioria, variação elevada, havendo portanto irregularidade no espaçamento (LISBOA & OLIVEIRA 2003).

As diaclases sistemáticas, ou seja, aquelas que se agrupam em famílias (geralmente planares e com orientação constante) são as que têm geralmente maior influência no tamanho do bloco natural. Em Esmolfe, as diaclases não sistemáticas (tendência irregular e com formas curvas ou concoidais) nos níveis superficiais, têm maior importância do que em Antas-Matança. Por isto, o padrão de afloramen-

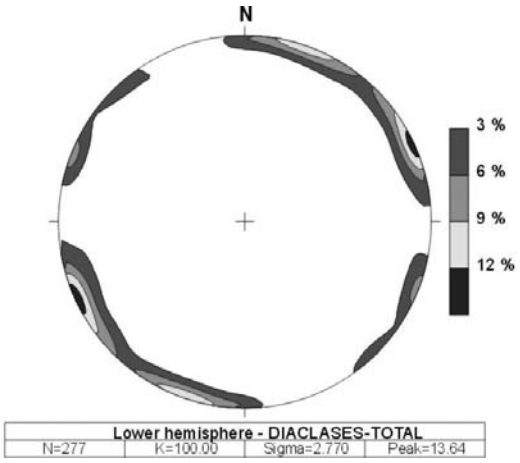


Fig. 7. Estereograma dos dados obtidos em todas as estações de Esmolfe. Diagrama de contornos de densidade (rede de Schmidt – hemisfério inferior). Contornos a 3-6-9-12%.

to consiste em formas predominantemente arredondadas (blocos), onde se evidencia uma tendência frequente, da rocha se fracturar em superfícies curvas.

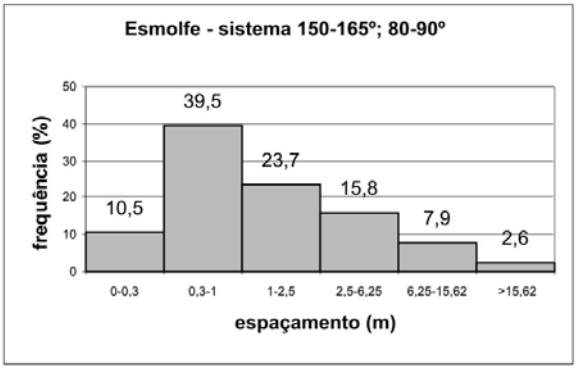
As descontinuidades sub-horizontais, devido à sua irregularidade, nomeadamente ao nível da curvatura que apresentam, definindo antiformas e sinformas, têm espaçamentos muito variáveis e confundem-se por vezes com as diaclases não sistemáticas. Também o padrão de afloramento aliado ao facto da quase totalidade das pedreiras existentes explorarem apenas níveis superficiais, dificulta a obtenção de dados em número significativo que permitam a sua caracterização. No entanto, é admissível globalmente, um aumento de espaçamento médio em profundidade. Os espaçamentos máximos entre estas descontinuidades observados em Esmolfe, embora sempre muito irregulares, foram de 4 e 5m, respectivamente nas estações E9 e E3 (Fig. 5)

Os dados relativos às distâncias entre descontinuidades no maciço de Esmolfe são apresentados no quadro 2. Aqui também se mantém a tendência irregular, ao longo das *scanlines*.

No maciço de Esmolfe, os melhores locais observados, quanto à fracturação (espaçamento, tipo de descontinuidade, orientação), encontram-se na área das estações E16, E5, E6 e E7 (Fig. 5).

As estações E6 e E7, particularmente, evidenciam a existência de diaclases com espaçamento reduzido, alternando-se com espaçamentos muito amplos a extremamente amplos (ver classificação na Fig. 8B). Esta tendência (Quadro 2) é demonstrada por fortes assimetrias positivas das distribuições (média >> mediana).

Noutros locais, referidos no ponto 5.1.3 e assi-



A

Tipos de espaçamento de diaclases

Intervalo (m)	*Espaçamento*
0 - 1	Reduzido
1 – 2.5	Moderado
2.5 – 6.25	Amplo
6.25 – 15.62	Muito amplo
> 15.62	Extremamente amplo

B

Fig. 8. A) Histograma de frequência dos espaçamentos entre diaclases, observados no sistema principal à superfície, no maciço de Esmolfe; os intervalos de classe foram modificados a partir da classificação anexa. B) Tipos de espaçamento de diaclases segundo intervalos (rochas graníticas) definidos a partir dos tamanhos comerciais mínimos para blocos extraídos de qualidade standard (García et al., 1995).

nalados na figura 5, observam-se espaçamentos entre fracturas dentro do intervalo amplo ou superior a este (Fig. 8B), porém o padrão de afloramento impediu o traçado de linhas.

Maciço de Antas-Matança

A análise da população total de diaclases deste maciço mostra a existência de dois sistemas predominantes de direcções: 40-50º e 150-160º; os pendores das superfícies de diaclases dos dois sistemas e demais superfícies observadas são, na maioria, subverticais. No sistema 40-50º, existe uma tendência dos mergulhos para o quadrante NW (fig. 9). Verifica-se uma terceira família com direcção aproximada E-W, que está sobretudo relacionada com a ocorrência de veios e filões de orientação similar. Existe alguma dispersão no diaclasamento segundo a direcção NE.

As orientações de falhas mais frequentemente

Estação	Azimute	μ_a	DP	CV	Mediana	Mínimo	Máximo	N	L	fF
E1	20*	1.71	1.5	0.88	1.09	0.17	5.52	20	34.1	0.59
	110	2.43	1.47	0.60	2.78	0.5	3.65	4	9.7	0.41
E2	170	2.55	2.84	1.11	1.25	0.1	6.6	6	15.3	0.39
	110*	1.21	1.21	1.00	0.98	0.2	5.6	20	24.2	0.83
E3	90	3.09	2.4	0.78	2.90	0.75	6.45	7	21.6	0.32
	160*					2.65	8.85	2	11.5	0.17
E4	50	0.75	0.51	0.68	0.90	0.1	1.7	12	9	1.33
	60	2.23	1.64	0.74	2.00	0.25	4.15	11	24.55	0.45
E5	25*	4.05	3.2	0.79	3.34	1	8.54	6	24.3	0.25
	120	3	2.16	0.72	2.35	1.2	6.1	4	12	0.33
E6	65	4.8	6.53	1.36	1.05	0.5	16	6	28.8	0.21
E7	100*	2.64	4.63	1.75	0.85	0.1	13.9	9	21.1	0.43
	20*	6.38	10.45	1.64	0.65	0.05	18.45	3	19.15	0.16
E8	150*	0.78	1.06	1.36	0.34	0.02	3.75	16	12.46	1.28
	60*	1.54	1.27	0.82	1.14	0.59	3.85	9	13.89	0.65
E10	60*	0.99	1.55	1.57	0.50	0.15	6.3	13	13.5	0.96
	90*	1.7	2.01	1.18	0.65	0.05	5.05	8	13.4	0.60
E11	140	2.14	2.01	0.94	1.10	0.15	6.05	10	21.4	0.47
	55*	1.78	1.11	0.62	1.50	0.42	3.19	10	17.81	0.56
E11a	60	1.77	1.61	0.91	1.33	0.05	3.85	6	10.6	0.57
	10*	1.52	0.83	0.55	1.60	0.4	2.45	7	11.5	0.61
E12	20	1.17	0.67	0.57	1.00	0.45	2.3	10	11.65	0.86
E12a	20*	2.47	1.9	0.77	2.75	0.65	5.82	8	17.26	0.46
E13	125*	1.58	1.54	0.98	0.90	0.25	5.65	19	30	0.63
	40	1.88	1.11	0.59	1.71	0.47	3.48	6	11.28	0.53
E14	22	0.95	0.77	0.81	0.68	0.20	3.20	20	18.95	1.06
E15	50	2.51	3.00	1.19	1.00	0.25	8.70	7	17.6	0.40
E16	10	3.80	4.98	1.31	2.25	0.45	12.60	5	19	0.26
	100					2.40	11.60	2	14	0.14
E17	65	1.20	0.97	0.81	0.70	0.50	2.80	6	7.2	0.83

Quadro 2. Distribuição estatística das observações nas scanlines do maciço de Esmolfe. (?a) média aritmética, (DP) desvio padrão da média aritmética, (CV) coeficiente de variação, mediana, (N) número de intersecções, (L) comprimento da scanline, (fF) frequência da fracturação. * Valores de espaçamento corrigidos.

observadas, são 205º: 80º a subvertical e 90º: 75-85º. Verificam-se ainda algumas falhas de orientação NW, subverticais.

O sistema 40-50º ocorre em 64% das estações, o que evidencia a sua persistência em toda a área estudada (LISBOA & OLIVEIRA 2003).

A principal direcção de fractura corresponde, em princípio, à superfície de partição mais favorável da rocha e, portanto, à orientação que o desmonte deverá seguir.

Apesar de uma relativa homogeneidade ao nível regional, existe heterogeneidade na distribuição das descontinuidades, mesmo em pequena escala, como se constata da análise dos diagramas das estações individuais.

Os histogramas de frequência dos espaçamentos entre diaclases, observados nos dois sistemas principais (Figs 10A e B), permitem concluir que os espaçamentos são maioritariamente reduzidos, pois as fracturas que possuem espaçamento menor do que 1m correspondem a cerca de 65% do total. Em consequência, o sistema 40-50º, principalmente, penaliza algumas áreas.

A orientação relativa entre os sistemas de fracturas é um factor igualmente importante, com a situação mais favorável, ocorrendo quando existem dois sistemas principais ortogonais sub-verticais e um horizontal. Com relação aos sistemas sub-ortogonais, nenhuma das estações apresenta situação ideal. A estação 15 (Fig. 6) é aquela onde a orienta-

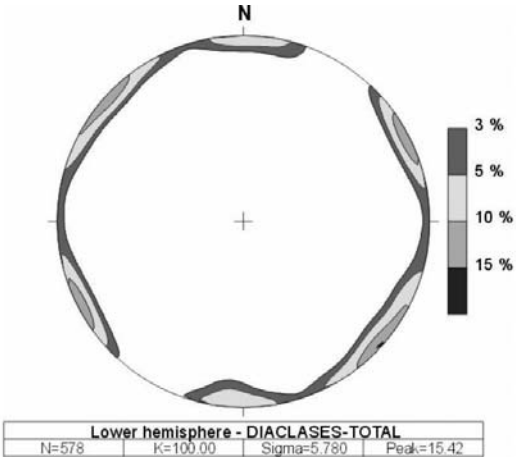


Fig. 9. Estereograma dos dados obtidos em todas as estações de Antas-Matança. Diagrama de contornos de densidade (rede de Schmidt – hemisfério inferior). Contornos a 3-5-10-15%.

ção se mostra mais desfavorável, com um ângulo de cerca de 20º entre os sistemas principais (fig. 11).

O diaclasamento sub-horizontal apresenta espaçamento muito variável, desde 30cm (Abrocedo) até mais de 5m (*e.g.* Antas), tendendo sempre a aumentar com a profundidade. Frequentemente, estas descontinuidades limitam zonas de rocha meteorizada, por alteração química, correspondentes aos níveis entre fracturas mais superficiais. Podem também condicionar a ocorrência de fácies graníticas cujas características cromáticas são devidas a um grau de alteração que se manifesta homogeneamente, como se refere no ponto 5.2.

No maciço de Antas-Matança (Fig. 6), embora globalmente sejam irregulares os espaçamentos nos sistemas de diaclases (LISBOA & OLIVEIRA 2003) e, consequentemente, também as distâncias entre fracturas ao longo das *scanlines* (Quadro 3), é possível constatar que as áreas correspondentes às estações A24, A15, A12, A6 e A23 (Fig. 6; Quadro 3), são aquelas que respectivamente apresentam maiores distâncias.

Nomeadamente, na estação A24 (Fig. 6; Quadro 3), onde no conjunto dos perfis se observam as maiores distâncias médias, três dos quais apresentam as menores frequências de fracturação registra-

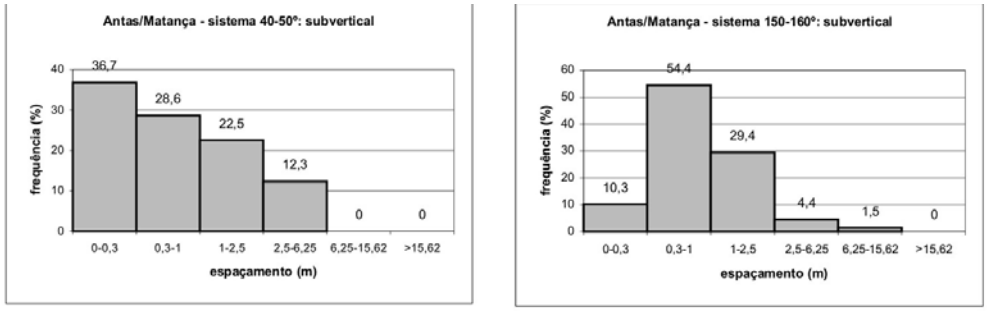


Fig. 10. A) e B) Histogramas de frequência dos espaçamentos entre diaclases, relativos aos dois sistemas principais observados no maciço de Antas-Matança.

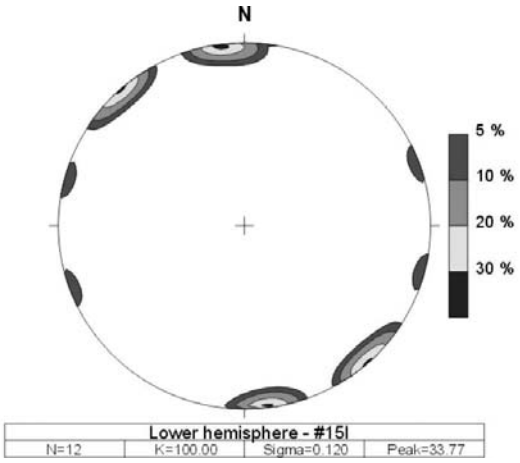


Fig. 11. Diagrama de contornos de densidade relativo aos pólos das fracturas na estação A15 (rede de Schmidt – hemisfério inferior). Contornos a 5-10-20-30%.

das. Os elevados desvios-padrão são devidos à amplitude das distâncias. Porém, se forem considerados os valores de dispersão relativa, estes evidenciam a tendência de distâncias amplas entre fracturas. O perfil A24lc, 305º (Quadro 3), apresenta simetria negativa da distribuição (mediana > média), indicando assim que os espaçamentos maiores são mais comuns. O espaçamento entre diaclases subhorizontais é por vezes superior a 5m.

Na estação A15l (Fig. 6; Quadro 3), as distribuições são praticamente simétricas, com frequência de fracturação reduzida, reflectindo confiança no valor da média. A estação A23l (Fig. 6; Quadro 3), embora com menores distâncias médias entre fracturas, apresenta também razoável simetria da distribuição.

Na estação A6l, perfil A6la, 90º (Fig. 6; Quadro 3), com elevado desvio-padrão, outros parâmetros (coeficiente de variação, mediana e frequência de fracturação) confirmam o valor médio, evidenciando que as distâncias entre fracturas são maioritariamente elevadas. O espaçamento entre as fracturas de descamação, de curvatura suave, é reduzido nos níveis superficiais desta estação: cerca de 1m entre as três primeiras fracturas. O espaçamento parece aumentar com a profundidade, verificando-se uma distância de cerca de 2m entre a terceira e quarta

Estação	Azimute	μ_a	DP	CV	Mediana	Mínimo	Máximo	N	L	fF
A2l	0	1,57	0,99	0,63	1	0,8	3,2	8	11	0,73
	90*	2,16	2,63	1,22	0,83	0,09	6,5	12	25,6	0,47
A5l	325	0,93	0,68	0,73	0,8	0,1	2,45	10	8,35	1,20
	50	0,64	0,4	0,63	0,55	0,25	1,35	10	5,8	1,72
A6la	0	4,8	4,77	0,99	3,75	0,15	13,35	6	28,8	0,21
	90*	8,84	9,39	1,06	8,84	2,2	15,48	3	18,3	0,16
A6lb	90*	1,76	2,13	1,21	1,31	0,25	9,45	19	32,1	0,59
	0*	2,34	1,79	0,76	2,24	0,36	6,12	8	20,7	0,39
A6lc	70	0,88	0,73	0,83	0,6	0,1	2,7	16	13,2	1,21
A6ld	0	1,3	0,92	0,71	1,15	0,4	2,85	6	6,5	0,92
	90	0,74	0,62	0,84	0,47	0,1	1,71	9	5,95	1,51
A7la	325	1,06	0,7	0,66	0,95	0,5	2,95	11	10,6	1,04
	48	0,76	0,4	0,53	0,7	0,35	1,55	17	12,2	1,39
A7lb	15*	1,28	1,54	1,20	0,74	0,11	5,6	13	17,4	0,75
A8l	305	0,68	0,56	0,82	0,5	0,1	2,8	27	17,55	1,54
	20*	1,02	0,36	0,35	1,05	0,42	1,53	7	8	0,88
A10la	50	2,9	1,94	0,67	2,5	0,6	6,6	8	23,2	0,34
A10lb	352	1,57	1,15	0,73	1,5	0,4	3,95	15	23,6	0,64
	270*	0,9	1,11	1,23	0,38	0,11	3,7	10	10,1	0,99
A12la	30*	4,06	4,08	1,00	1,81	0,18	10,51	10	44	0,23
A12lb	20*	1,32	1,15	0,87	0,9	0,06	4,89	17	32,7	0,52
	100*	2,02	3,35	1,66	0,24	0,09	10	13	25,3	0,51
A12lc	165					2,9	9,8	2	12,7	0,16
	75					5,3	9,2	2	14,5	0,14
A14l	325	0,86	0,88	0,89	0,7	0,15	3,15	17	14,7	1,16
A15l	52	6,6	2,51	0,38	6,65	3,5	9,6	4	26,4	0,15
	140	2,5	2,05	0,82	2,28	0,3	6,2	9	22,5	0,40
A18l	95	1,05	0,83	0,79	0,8	0,1	2,65	17	16,8	1,01
	8	0,88	0,53	0,6	0,85	0,1	2,15	25	21,1	1,18
	20	1,44	0,92	0,64	1,3	0,2	3,3	18	24,5	0,73
	110	3,41	4,37	1,28	0,6	0,1	11,6	8	23,9	0,33
A22l	0	2,66	2,72	1,02	1,95	0,17	12,06	24	61,2	0,39
	90*	1,25	1,41	1,13	0,85	0,1	5,3	22	29	0,76
A23l	5	3,3	2,71	0,82	2,9	0,2	8,6	10	33	0,30
	90	2,53	2,62	1,04	1,93	0,25	8,7	9	20,2	0,45
A24la	330	6,4	6,46	1,01	3,6	1	17	5	32	0,16
	70*	4,13	2,99	0,72	3,2	1,72	10,5	8	30,2	0,26
A24lb	330	9,5	6,89	0,73	9,4	3,2	16	4	38	0,11
	55	5	4,03	0,81	4,05	1,4	10,5	4	20	0,20
A24lc	305	2,87	1,82	0,63	3,2	0,35	5,55	6	17,2	0,35
	35					5,7	6,5	2	12,2	0,16
A25l	26*	1,03	0,9	0,87	0,9	0,2	3,56	15	15	1,00
	0	7,33	1,31	0,18	7,8	5,85	8,35	3	22	0,14

Quadro 3. Distribuição estatística dos dados colectados na região de Antas-Matança. (?a) média aritmética, (DP) desvio padrão, (CV) coeficiente de variação, mediana, (N) número de intersecções, (L) comprimento da scanline, (fF) frequência da fracturação. * Valores de espaçamento corrigidos.

fracturas (Fig. 2. C). Devido à curvatura que estas descontinuidades apresentam, observa-se uma variação acentuada mesmo em espaçamentos registados numa mesma estação.

A forte assimetria positiva da distribuição do perfil A12lb, 100º (fig. 6; Quadro 3), onde se verifica uma mediana muito baixa evidencia a ocorrência de *clusters* de fracturas muito próximos; em contrapartida, a dispersão relativamente alta em conjunto com frequência de fracturação baixa, indica ocorrência de espaçamentos amplos (classificação na Fig. 8B), aos quais se deve o valor da média aritmética.

Este espaçamento tende a aumentar com a profundidade, como pode ser observado numa das pedreiras de Antas (Incoveca), onde o espaçamento médio entre as fracturas, em duas das frentes do piso mais profundo em laboração, é de 4m (Fig. 12). Esta mesma tendência verifica-se igualmente na fracturação sub-horizontal com espaçamentos de cerca de 2m entre as fracturas mais superficiais e superior a 5m no último piso em laboração (Fig. 12)

Aspectos comparados

O histograma de frequência (Fig. 13A) das distâncias entre diaclases consecutivas, em *scanlines* efectuadas nos principais afloramentos dos dois maciços.

Comparando os intervalos de classe propostos, verifica-se que a sua distribuição é relativamente similar em Antas-Matança e Esmolfe, predominando os espaçamentos reduzidos (0.3-1m). No entanto, comparando-se a frequência das distâncias médias entre fracturas nas *scanlines*, no conjunto, o diaclasamento em Esmolfe parece ser ligeiramente mais espaçado do que em Antas-Matança, como pode ser observado no histograma correspondeente, (Fig. 13B). Este facto deve-se, fundamentalmente, à frequência de espaçamentos muito reduzidos (0-0.3m) no maciço de Antas-Matança, que baixam as distâncias médias entre as fracturas. Em Esmolfe, num terço das linhas efectuadas, não se observam espaçamentos médios inferiores a 2m.

Este aspecto da fracturação é responsável em Antas-Matança, pela maior assimetria das distribuições e menor correlação linear entre a média e a mediana.

Os intervalos de espaçamento, segundo a classificação apresentada (Fig. 8B), são maioritariamente moderados a amplos, em ambos os maciços.

A média das frequências de fracturação calculadas em Esmolfe (0.64), também é menor que do que em Antas-Matança (0.94).

No quadro 4 apresentam-se as áreas médias entre as fracturas, nas estações de ambos os maciços, que satisfazem as condições referidas anteriormente para a determinação deste parâmetro. O erro associado ao cálculo da área média é elevado, possibilitando apenas uma vaga estimativa do seu valor; no entanto, as áreas observadas em estações como a E16 e A24lc, confirmam o potencial daqueles locais. Considerando-se que os espaçamentos entre as fracturas sub-horizontais são em geral superiores a 1.5m, o bloco natural obtido naquelas áreas atinge frequentemente dimensões superiores a 20m^3.

ACTIVIDADE EXTRACTIVA

Maciço de Esmolfe

O granito deste maciço, embora texturalmente homogéneo, apresenta ao nível da cor, pequenas variações macroscópicas. Verificam-se, em algumas áreas, entre os vértices geodésicos (v.g.) de Santo Ildefonso e Pedras Altas, pedreiras onde a tonalidade mais escura do granito é devida a cor acinzentada do feldspato.

A rocha aflora geralmente em penedos, cuja dimensão permite, por vezes, a instalação de pedreiras (Fig. 14). A espessura de alteração é em geral inferior a 20cm.

Este granito é comercializado sob várias designações, sendo *Cinza*, a mais comum.

Ao longo do vale da ribeira de Sezures, numa faixa de orientação aproximada NE, a escassez dos afloramentos deve-se à cobertura aluvionar e a maior espessura de alteração. Isto também ocorre ao longo de uma faixa que se prolonga para SW de Sezures até ao rio Dão, à excepção do extremo SW (estação E16).

Cabe ainda mencionar a existência de uma antiga exploração mineira, em filões, no vale da ribeira de Sezures (Fig. 5).

As características físico-mecânicas deste granito apontam para a sua utilização tanto em interiores como em exteriores (MOURA & MARTINS 1983).

Fig. 12. Aspecto geral da pedreira da Incoveca, em Antas. Notar a diminuição da densidade de fracturação do topo para a base da pedreira, onde há quase ausência de fracturas.

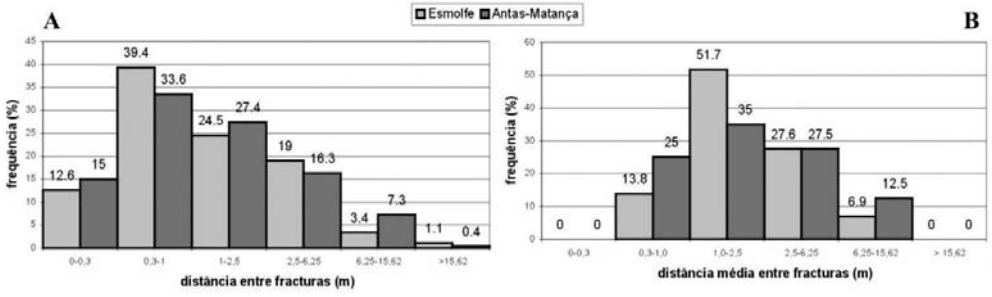


Fig. 13. A) Histograma de frequência das distâncias entre fracturas consecutivas, em scanlines efectuadas nos principais afloramentos, em ambos os maciços. B) Histograma de frequência das distâncias médias entre fracturas, observadas na totalidade das scanlines, em Esmolfe e Antas-Matança.

4A

Estação	Azimutes	Amed
E16	10; 100	26,60

4B

Estação	Azimutes	Amed
A2l	0; 90	3,39
A5l	325, 50	0,6
A6ld	0; 90	0,96
A7la	325; 48	0,81
A12lb	20; 100	2,67
A18l	20; 110	4,9
A24lc	305; 35	17,5

Quadro 4. Produto das médias dos espaçamentos entre fracturas (Amed) em scanlines ortogonais ou sub-ortogonais entre si; A) maciço de Esmolfe, B) maciço de Antas-Matança.

Estado actual de exploração do maciço

No maciço de Esmolfe verifica-se uma profusão de pequenas pedreiras (Fig. 5), como já tinha sido observado (Moura *et al.* 1996). Devido à morfologia dos afloramentos e à ausência de planeamento, a extracção resume-se na maior parte das vezes, ao aproveitamento dos penedos superficiais, não existindo qualquer critério baseado em estudos geológico-mineiros, para a exploração adequada daquelas pedreiras. Da ausência dum plano de lavra adequado, resultam assim situações de sub-aproveitamento da pedreira, insegurança e por vezes inviabilização de áreas promissoras (Fig. 15).

Presentemente, o núcleo principal da actividade concentra-se numa faixa de orientação NE, ao longo de uma encosta de declive suave, exposta a SE, entre o rio Côja e a ribeira de Sezures. Na encosta exposta a NW, de maior declive, apenas existem pedreiras nas imediações da Ponte do Ferreira (Fig. 5). Isto deve-se à existência de um caos de blocos, com condições de desmonte menos favorável do que a encosta a SE. Apenas as duas principais pedreiras, extraem pedra para bloco. As restantes extraem pedra para cubos.

A outra área de incidência das explorações, também com orientação NE, situa-se entre os v.g. de Santo Ildefonso e Pedras Altas. Aqui todas as pedreiras, de pequenas dimensões, estão em flanco de encosta com declive acentuado. A pedra extraída, destina-se unicamente à produção de cubos e lancis, apesar das boas condições, existentes em alguns locais, para a extracção de blocos.

Principais problemas observados

Os principais problemas que se colocam à actividade extractiva, tal como em Antas-Matança, estão relacionados com a fracturação e o padrão de afloramento da rocha em penedos ou "bolas". Estes, por vezes, são parcialmente aflorantes e encontram-se geralmente pouco fracturados, sendo limitados lateralmente e, em profundidade, por uma zona de alteração de espessura variável. Relaciona-se também com um padrão de exfoliação esferoidal – disjunção em "bolas", que prejudica a extracção de blocos.

A frequência das diaclases, por vezes elevada e sem padrões regulares, juntamente com a sua inclinação, são também factores desfavoráveis.

A alteração, sobretudo da biotite, provoca o aparecimento de manchas castanhas na rocha devido à oxidação do ferro. Esta alteração é mais frequente na presença de *schlieren*.

É comum observarem-se manchas ferruginosas ao longo das diaclases de exfoliação e na zona superior e inferior dos níveis inter- diaclases sub-horizontais superficiais (*sheets*), devido à alteração de

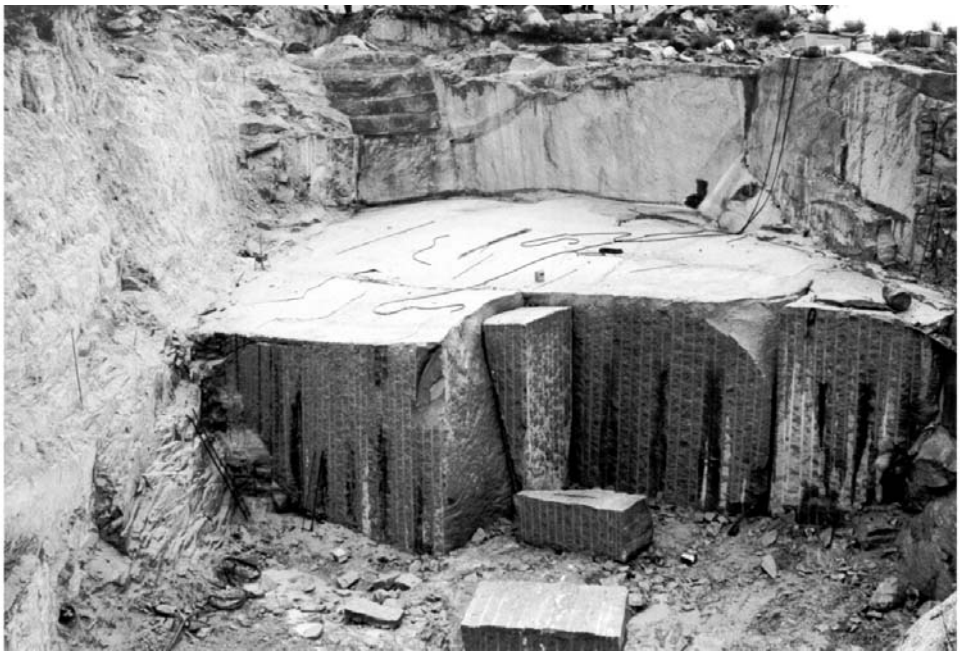


Fig. 14. Pedreira no bordo SW do maciço de Esmolfe. Notar a zona de alteração côncava ao fundo, que constitui o limite da pedreira.

minerais que contêm ferro na sua estrutura. Em alguns locais, verifica-se um crescimento concêntrico destas manchas, na rocha segmentada por diaclases. Em todos os casos, as manchas tendem a diminuir com a profundidade. A origem deste fenómeno é duvidosa, podendo estar relacionada com a circulação de água nas fracturas.

Áreas com interesse para a extracção de rocha ornamental ou industrial

As áreas com maior potencial, localizam-se em relevos de orientação ENE a NE, a norte e sul da Rib. de Sezures (Fig. 5).

- *Afloramentos a norte de Vale Amoso*:

A área das estações E5 e E6, com várias explorações de pequena dimensão, é aquela onde se verificam maiores espaçamentos entre as fracturas (de amplos a muito amplos, ver Quadro 2).

- *Vertente sul da Ribeira de Côja*:

Corresponde a uma região de afloramentos que se prolonga desde o bordo N, para SW, até ao bordo W do maciço, onde existem algumas pedreiras (área das estações E7, E9 e E12). Em grande parte desta região não existem actividades de lavra e não foram obtidos dados devido ao caos de blocos superficial; no entanto, os espaçamentos observados são maioritariamente moderados e, por vezes amplos. Na área das estações referidas, os espaçamentos são frequentemente amplos a muito amplos. Na estação E9, o bloco natural atinge volumes de 14x5x2,5m.

O potencial desta zona relaciona-se directamente com a dimensão dos penedos, os quais, quando a fracturação é escassa permitem, por vezes, a instalação de pedreiras.

- *Área de Tapada do Monte*:

Nas estações E14 e E15, embora se verifique uma boa continuidade dos afloramentos, estes

Fig. 15. A) Pedreira próximo de Pedras Altas onde é evidente a inadequada orientação técnica da exploração e com deficientes condições de segurança no trabalho; B) deposição de escombros em zonas promissoras.

estão próximos da ribeira e existem *clusters* com espaçamento reduzido a moderado.

- *Área de Pedras Altas*:

Toda a área, desde as imediações do v.g. de Pedras Altas e para sul deste, ao longo de uma faixa de orientação NE-SW, apresenta boas potencialidades.

Os espaçamentos médios obtidos nas estações E1, E2 e E3 estão no intervalo moderado, mas como foram observados à superfície, espera-se valores melhores abaixo das fracturas de escamação superficiais. Além disso, devido às condições de exposição da rocha na estação E10, os valores obtidos são bastante inferiores aos espaçamentos que efectivamente se podem obter na pedreira.

A estreita faixa de granito entre Sezures e o Rio Dão, com orientação NNE, não tem afloramentos significativos, estando grande parte da área ocupada por terreno agrícola. Apenas se verifica a ocorrência de um afloramento importante a sul de Campina, com espaçamentos médios, amplos a muito amplos. Este afloramento está em contacto com o granito porfiróide de granularidade grosseira, fazendo-se a transição para este, gradualmente.

Maciço de Antas-Matança

O granito deste maciço apresenta uma tonalidade cinzento-azulada, um pouco mais escura do que a do granito de Esmolfe. Texturalmente apresenta também pequenas diferenças, como uma leve tendência porfiróide. À escala do maciço, o granito considera-se homogéneo, embora na região de Matança seja mais escuro.

É comercializado sob a designação de *Cinza* ou *Cinzento Antas*.

Em uma pedreira a norte do cemitério de Antas foi explorada uma fácies granítica de tonalidade cinzento-amarelada e aspecto homogéneo. Esta variedade, cujas características cromáticas são devidas à alteração sobretudo da biotite, tem espessura geralmente reduzida (cerca de 8m), ocorrendo em níveis controlados essencialmente pela fracturação subhorizontal (levantes), que com espaçamento médio de 1.4m (entre 4 levantes ou níveis de descamação), a limita inferiormente.

A existência de afloramentos extensos, com reduzida espessura de alteração, em flanco de encosta, cria condições favoráveis para a actividade extractiva.

As características físico-mecânicas deste granito (Quadro 5), estudadas a partir de uma amostragem na zona da estação A17, aponta para a sua utilização em interiores e em exteriores (MOURA & MARTINS 1983).

Estado actual de exploração do maciço

A actividade extractiva actual, confina-se a uma pequena área nas imediações de Antas (ver Fig. 6), onde existem seis pedreiras, das quais apenas duas, as mais importantes, se encontram em actividade. Por ocasião dos trabalhos de campo na zona de Abrocedo (Matança), uma nova pedreira encontrava-se em fase inicial de exploração.

Principais problemas observados

As principais dificuldades encontradas com a actividade extractiva relacionam-se com a densidade das descontinuidades e padrão da rede por elas constituída.

A existência de diaclases fechadas que abrem por descompressão do maciço aquando do desmonte penaliza a actividade nalguns locais, como na área de Antas.

As diaclases de escamação, assumem importância elevada em algumas áreas deste maciço, nomeadamente na área de Abrocedo, onde localmente condicionam a existência de *sheets* cuja reduzida espessura e/ou grau de meteorização, implica a remoção dos níveis rochosos não económicos. Estas diaclases manifestam-se também no padrão de afloramento, originando "capas", com formas

CARACTERÍSTICAS FÍSICO-MECÂNICAS		
Resistência mecânica à compressão	1353	kg/cm^2
Resistência mecânica à compressão após teste de gelividade	1339	kg/cm^2
Resistência mecânica à flexão	140	kg/cm^2
Massa volúmica aparente	2623	kg/m^3
Absorção de água à pressão atmosférica normal	0.27	%
Porosidade aberta	0.73	%
Coeficiente de dilatação linear térmica	7.7	$x10^6/ºC$
Resistência ao desgaste	0.3	mm
Resistência ao choque: altura mínima de queda	60-65	cm

Quadro 5. Características físico-mecânicas do granito de Antas (análises do Laboratório do IGM)

arredondadas.

A presença de filões de aplito e quartzo (maioritariamente pequenos filões ou veios), como tendem a ocorrer agrupadas e com elevada continuidade, podem inviabilizar extensas áreas. Estas ocorrências apresentam uma forte predominância segundo a direcção E-W e pendores subverticais ou tendendo para norte (Fig. 16). No entanto, o reduzido número de dados e a sua distribuição espacial próxima, limitam a representatividade desta tendência. Pode-se entretanto concluir, que se trata de uma orientação dominante, pelo menos numa faixa ENE, entre Antas e Forcadas.

Esta geração de veios, sugere uma compressão máxima horizontal (eixo z de maior encurtamento), paralela à direcção E-W, actuante durante a sua implantação.

Um aspecto textural relevante neste maciço, consiste na frequente existência de minerais orientados, sobretudo micas, originando superfícies de fraqueza, que se abrem por descompressão, durante o desmonte da rocha (Fig. 17).

Na zona central do maciço, entre Antas, Pena e Corgas (ver fig. 6), existiam quatro explorações mineiras em filões, sugerindo assim a existência de mineralizações na área e portanto, possíveis penalizações no granito.

Os encraves ou xenólitos, designados na gíria mineira por "mulas", são raros em ambos os maciços, não constituindo penalizações significativas.

Áreas com interesse para a extracção de rocha ornamental ou industrial

A selecção das áreas que aparentam melhor aptidão para exploração de bloco baseou-se na observação dos espaçamentos entre fracturas, na maior ou menor ocorrência de heterogeneidades, na forma de afloramento, acessibilidade, entre outros. Estas áreas são as seguintes (Fig. 6):

- *Afloramentos ao longo da vertente da Ribeira do Carapito exposta a NW, entre Antas e Pisão*:

Próximo da última povoação, ocorrem afloramentos com elevado potencial (estação A12),

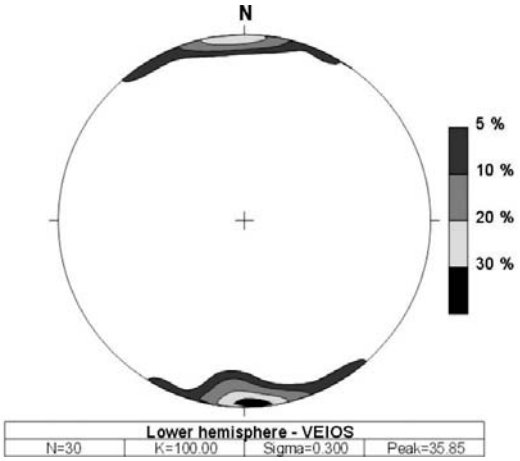


Fig. 16. Estereograma dos pólos dos planos dos veios, em Antas-Matança (rede de Schmidt-hemisfério inferior). Contornos a 5-10-20-30%.

conforme pode ser observado pela análise dos dados (Quadros 3 e 4B).

- Afloramentos a NW de Antas, até Lameira:

Ocorrem, a cerca de 500m a NW de Antas, afloramentos pouco fracturados (estações A23 e A24), porém parte deles correspondem a grandes penedos, desconhecendo-se as características da rocha em profundidade.

- Área de Antas:

O potencial dos afloramentos nas imediações desta aldeia pode ser verificado em duas pedreiras (A17 e A18l). Outros afloramentos encontram-se sub-aproveitados, tendo-se efectuado apenas o desmonte dos níveis superficiais.

- Faixa entre Matança e Forcadas (Abrocedo), a sul da estrada que liga as duas aldeias:

Esta faixa corresponde a uma forma em doma alongado, onde as fracturas de escamação estão bastante desenvolvidas, definindo lajes arqueadas. O espaçamento vertical entre estas diaclases sub-horizontais, aumenta progressivamente em profundidade, desde cerca de 1 até 2m, a partir da 3ª ou 4ª superfície de escamação. Existem, localmente, muito boas áreas entre fracturas (A6la). Contudo, esta situação não se repete em todas as estações (A6lc e A6ld).

- Afloramentos imediatamente a sul de Forcadas:

Junto a Forcadas, ocorre uma forma tipo *nubbin*, onde os maiores penedos já foram explorados. Esta área parece ter algum potencial, embora a fracturação à superfície seja desfavorável e ocorram estruturas filoneanas agrupadas.

O granito da fácies de Forcadas, Almeidinha, Fuínhas e Cortiçô, aflorante numa pequena área a oeste de Maceira, apesar de texturalmente apresentar potencial ornamental, não tem interesse, devido à pequena extensão dos afloramentos e ao seu acentuado estado de alteração e de fracturação.

CONCLUSÕES

Os maciços graníticos de Esmolfe e de Antas-Matança caracterizam-se como sienogranitos peraluminosos dada a sua geoquímica (Quadro 1) e os *plot* de parâmetros calculados da geoquímica nos diagramas de classificação (DEBON & LEFORT 1983; Fig. 3A; DE LA ROCHE *et al.* 1980; Fig. 3B).

Estes granitos não revelam características estruturais assinaláveis como já observado (FERREIRA PINTO 1983). A rocha tem estrutura homogénea, apresentando localmente características porfiróides. Não é evidente orientação dos minerais pelo que não existe foliação significativa. Os bandados e auréolas existentes estão relacionados com concentrações de minerais e impregnação com óxidos de ferro (geralmente por alteração química da biotite), sendo este aspecto mais evidente em Esmolfe.

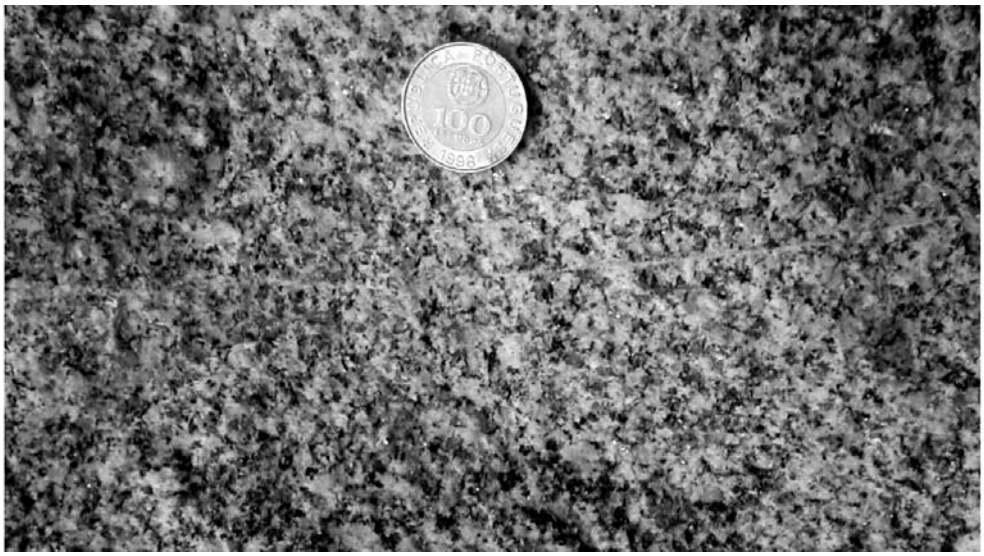


Fig. 17. Descontinuidade no granito provocada por pequeno filonete de quartzo. As fracturas são frequentemente causadas pelo alinhamento de minerais, em geral micas. Defeito comum no granito da zona de Antas, muitas vezes dificilmente perceptível antes do desmonte.

Os contactos com as fácies grosseiras ou finas são geralmente bem marcados e frequentemente traduzidos por estreitas faixas de micaxistos (FERREIRA PINTO 1983).

As características texturais dos granitos de Esmolfe e de Antas-Matança, são relativamente homogéneas, embora se registem pequenas variações. A textura do granito de Esmolfe é mais homogénea do que a do granito de Antas-Matança, apresentando uma granularidade mais grosseira e cor mais clara, devido à maior dimensão dos agregados de feldspato.

A alteração superficial é maior em Antas-Matança. Este granito de apresenta pequenas variações em termos de cor e homogeneidade do grão. Em amostras polidas, os indícios de alteração dos feldspatos são, em geral, mais perceptíveis macroscopicamente do que no granito de Esmolfe o que implica que as chapas polidas desta fácies apresentem um polimento mais brilhante que as de Antas-Matança.

As características petrográficas e texturais destes granitos em apreço potencializam-nos como rochas ornamentais, sendo a fracturação a principal condicionante à definição de áreas com aptidão ornamental e industrial.

As diaclases não sistemáticas, traduzidas numa maior dispersão das fracturas, têm maior influência em Esmolfe do que em Antas-Matança, o que contribui para uma dimensão mais irregular do bloco natural.

Embora o estudo do diaclasamento efectuado em ambos os maciços, tenha sido a partir de dados de superfície, os espaçamentos verificados são indicadores da tendência em níveis mais profundos. Acrescenta-se o facto da tendência da fracturação, para decrescer geralmente com a profundidade, conforme se verifica nas pedreiras existentes.

Os espaçamentos são muito semelhantes em ambos os maciços, de moderados a amplos, sendo no conjunto ligeiramente maiores em Esmolfe; também a média de frequência de fracturação observada neste último, é menor que a média calculada em Antas-Matança.

As características da fracturação, aliadas à homogeneidade textural da rocha, características mineralógicas e físico-mecânicas favoráveis, assim como as boas condições topográficas, facilidades de acessos e reservas elevadas, demonstram o elevado potencial ornamental destes maciços.

A actividade extractiva em Antas-Matança é reduzida, limitando-se presentemente a duas pedreiras activas. Pelo contrário, a actividade em Esmolfe é caótica. A proliferação exagerada de pedreiras que, raramente ultrapassaram os níveis superficiais, causa um grande impacto visual. A ausência de orientação técnica na maioria das explorações, faz com que os níveis mais promissores raramente sejam atingidos, razão pela qual as pedreiras são abandonadas no início.

Em Esmolfe, o material explorado possui elevado valor para a indústria extractiva, sobretudo nas áreas a SW de Pedras Altas e sul de ponte do Ferreira. No entanto, o estado actual do mercado deste tipo de granitos para fins ornamentais, leva a que as explorações para fins industriais sejam presentemente aquelas que conseguem subsistir.

Consideram-se como áreas de melhor aptidão no maciço de Antas-Matança, os afloramentos nas imediações de Pisão, nas regiões de Lameira (estação A24), de Antas e Abrocedo.

Este estudo permitiu um conhecimento razoável de ambos os maciços, particularmente do seu estado de fracturação e do potencial de algumas áreas que os constituem. É necessário salientar que os resultados obtidos, tanto em superfície como em profundidade, são extrapoláveis apenas para as áreas contíguas aos locais estudados, e mesmo assim com reservas, pois a fracturação tem um componente de aleatoriedade elevada.

Finalmente, deve ser salientada a importância da realização deste tipo de trabalho, antes do início da actividade extractiva, pois desta forma é possível optimizar os custos e ter uma base de planeamento para actividades mais onerosas (utilização de georadar quando as condições o permitem ou sondagens mecânicas com recuperação). Além disso, podem-se evitar situações geradoras de elevado impacto paisagístico, como as verificadas no maciço de Esmolfe.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem a disponibilidade do Doutor Farinha Ramos para análises de microssonda electrónica.

Agradece-se também as sugestões do Doutor J.R.Vidal Romaní que enriqueceram o texto e a atenta revisão do manuscrito pelo Doutor Helder I. Chaminé e por um revisor anónimo.

Recibido:30/3/2005
Aceptado:14/5/2005

REFERÊNCIAS

AZEVEDO, M.R.M. (1996). Hercynian granitoids from the Fornos de Algodres area (Northern Central Portugal). Tese de doutoramento não publicada, *Imperial College of Science, Technology and Medicine*, University of London, 438pp.

BRADY, B.H.G. & BROWN, E.T. (1987). *Rock mechanics for underground mining*. George Allen & Unwin. London, 527pp.

BRUM FERREIRA, A. (1978). Planaltos e montanhas do Norte da Beira: estudo de geomorfologia. *Mem. Centro. Estud. Geogr.*, Lisboa, **4**, 374pp.

CHAMINÉ, H. I. & GASPAR, A. F. (1995). Estudo da compartimentação de maciços rochosos pela técnica de amostragem linear. Aplicação a uma travessa da Mina de Carvão de Germunde. *Estudos, Notas & Trabalhos Inst. Geol. Min.*, Porto, **37**, 97-111.

DE LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRANDE CLAUDE, P. & MARCHAL, M. (1980). A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses - its relationships and current nomenclature. *Chemical Geology*, **29**, 183-210.

DEBON, F. & LE FORT, P. (1983). A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Science*, **73**, 135-149.

DIEZ BALDA, M.A.; VEGAS, R. & LODEIRO, F.G. (1990). Central Iberian Zone: Structure. In: Pre-Mesozoic Geology of the Iberian Peninsula, Dallmeyer, R.D. & Martinez Garcia, E. (Eds.). Springer Verlag, Berlin, 172-188.

DINIS DA GAMA, C.; ARRAIS, C. & SANTOS, C. (1992). Dimensionamento racional de suportes em minas de carvão. *Geotecnia*, Revista da Associação Portuguesa de Geotecnia, Lisboa, **66**: 45-62.

FERREIRA, N.; IGLÉSIAS, M.; NORONHA, F.; PEREIRA, E.; RIBEIRO, A. & RIBEIRO, M.L. (1987). Granitóides da Zona Centro Ibérica e seu enquadramento geodinâmico. In: F. Bea, A. Carnicero, J.C. Gonzalo, M.L. Plaza & M.D.R. Alonso (Eds.), *Geologia de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hesperico. Libro de Homenaje a L.C. Garcia de Figuerola*. Dep. Geologia, Univ. Salamanca. *Ed. Rueda*, Madrid, 37-51.

FERREIRA PINTO, A.F. (1983). Rochas granitóides pós-tectónicas da área de Satão-Penalva do Castelo – características petrológicas e geoquímicas. *Memórias e Notícias*, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol., Univ. Coimbra, nº 96, 1983, 39-73.

GARCÍA E.O. (1995). Investigación de yacimientos. In: C. López Jimeno (Ed.) *Manual de Rocas Ornamentales*. Madrid, Entorno Gráfico S.L., 139-174.

GONÇALVES L.S.M.; PINTO A.F.; ARAÚJO J.R.F.; FONSECA E.C. & PINTO M.C.S. (1990). Folha nº 17-B (Fornos de Algodres) da *Carta Geológica de Portugal*, escala 1/50 000. Inst. Geol. e Mineiro, Lisboa.

HUDSON, J. A & PRIEST, S. D. (1983). Discontinuity frequency in rock masses. *Int. Jour. Rock Mech. Min. Sci. & Geom. Abstr.*, **20**, 73-89.

ISRM – INTERNATIONAL SOCIETY FOR ROCK MECHANICS, COMMISSION ON STANDARDIZATION OF LABORATORY AND FIELD TESTS (1978). Suggested methods for the quantitative description of discontinuities in rock masses. *Int. J. Rock Mech. Sci. & Geomech. Abstr.*, **15**, 319-368.

ISRM - INTERNATIONAL SOCIETY OF ROCK MECHANICS (1981). Basic geotechnical description of rock masses. *Int. Journ. Rock Mech. Min. Sci. & Geom. Abstr.*, **18**, 85-110.

LAMAS, L. N. (1989). Estudo da compartimentação de maciços rochosos por uma técnica de amostragem linear e dos blocos formados pelas descontinuidades. Aplicação a uma galeria do Alto Lindoso. *3º Congresso Nacional Geotecnia, Sociedade Portuguesa de Geotecnia*, **3**: C33-C44.

LA POINTE P.R. & HUDSON J.A. (1985). Characterization and Interpretation of Rock Mass Joint Patterns. *The Geological Society of America, Special Paper*, **199**, 37pp.

LISBOA, J.V. & OLIVEIRA, D. (2003). Maciços graníticos de Antas – Matança e Esmolfe (Portugal): Reconhecimento, caracterização e definição de áreas com potencialidade para exploração de granito ornamental. *Boletim Paranaense de Geociências*, **52**, Ed. UFPR, 19-40.

LOTZE, F. (1945). Zur gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geoteckt. Forsch.*, Berlin, **6**: 78-92 (trad. J. M. Rios, 1950. Observaciones

respecto a la división de los varíscides de la Meseta Ibérica. Inst. L. Mallada, Pub. Extr. Geol. España, 5 (27): 149-166).

MOURA A.C. & MARTINS, O.R. (1983). Catálogo de Rochas Ornamentais. Publ. *do Laboratório do I.G.M.*, S. Mamede de Infesta.

MOURA A.C.; RAMOS J.M.F.; GRADE J.; MOREIRA A. & LEITE M.R.M. (1996). Exploração de Maciços Graníticos. Contributo para uma nova atitude no aproveitamento racional e na valorização dos recursos. Relatório *interno do I.G.M.* 10pp.

PRIEST, S. D. (1993). Discontinuity analysis for rock engineering. Chapman and Hall, London. 473pp.

PRIEST, S. D. & HUDSON, J. A. (1981). Estimation of discontinuity spacing and trace length using scanline surveys. *Int. Journ. Rock Mech. Min. Sci. & Geom. Abstr.*, **18**, 183-197.

PINTO M.S.; CASQUET C.; IBARROLA E.; CORRETGÉ L.G. & FERREIRA M.P. (1987). Síntese geocronológica dos granitóides do Maciço Hespérico. In: F. Bea, A. Carnicero, J.C. Gonzalo, M.L. Plaza & M.D.R. Alonso (Eds.), *Geologia de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hesperico. Libro de Homenaje a L.C. Garcia de Figuerola*. Dep. Geologia, Univ. Salamanca. *Ed. Rueda*, Madrid, 69-86.

RAMOS J.M.F.; MOREIRA A.; MOURA A.C. & GRADE J. (1997). Maciço granítico de Antas-Matança. Nota breve acerca da sua exploração para rocha ornamental. *Relatório interno do I.G.M. 18/97*. 9pp.

SEGALL P. & POLLARD D.D. (1983). Joint formation in granitic rock of the Sierra Nevada. *Geological Society of America Bulletin*, **94**, 563-575.

TEIXEIRA, C. (1981). Geologia de Portugal. Vol. 1- Precâmbrico e Paleozóico. *Fundação Calouste Gulbenkian*, Lisboa, 629pp.

TWIDALE, C.R. & VIDAL ROMANÍ, J.R. (2005). Landforms and Geology of Granite Terrains. Balkema Publishers (Taylor & Francis Group) . The Netherlands, 364 pp.

VIDAL ROMANÍ, J.R. & TWIDALE, C.R. (1998). Formas y Paisajes Graníticos. Monografías nº 55, *Universidade da Coruña*, 411pp.

Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe
Coruña. 2005. Vol. 30, pp. 39-56

ISSN: 0213-4497

Geologia estrutural e geotecnia do maciço granítico do Alto da Cabeça Santa (NW de Portugal): implicações para a gestão do georrecurso da pedreira da Mimosa

Structural geology and geotechnics of the Alto da Cabeça Santa granitic rock-mass (NW Portugal): implications for the georesources management of Mimosa quarry

SANTOS PEREIRA, C. M. [1,3]; CHAMINÉ, H. I.[1,3]; VIEIRA, A. R. [2,1]; TEIXEIRA, J.[3]; GOMES, A.[4] & FONSECA, P. E.[5]

Abstract

This work presents the results of the structural geology, geomorphology and geotechnics studies of block delimitation of a granitic rock mass. For this characterisation, the scanline sampling technique of discontinuities has been applied to the study of free rock mass faces from Mimosa granitic quarry (Alto da Cabeça Santa, Penafiel; NW Portugal). For that purpose, the surrounding area of the open quarry as well as selected granitic outcrops were studied using the following tools: surface geological/geomorphological mapping, structural geology and geotechnics/geomechanics techniques. So, a morphotectonic analysis of topographic map and geological survey has then been carried out. In addition, the evaluation methods of field data for discontinuities sets and the statistical characterisation of their orientation, spacing and extension are also presented. The results achieved at different scales are compared in order to detect the presence of a multi-scale fracture network pattern. The use of these techniques for understanding the rock mass block delimitation may contribute to improve the sustainable management of the georesources from Mimosa granitic quarry.

Key words: discontinuities, scanline sampling technique, structural geomorphology/geology, geotechnics, NW Portugal.

(1) Departamento de Engenharia Geotécnica, Instituto Superior de Engenharia do Porto (ISEP). Rua do Dr. António Bernardino de Almeida, 431, 4200-072 Porto, Portugal. (e-mail: hic@isep.ipp.pt)
(2) Mota-Engil: Engenharia e Construção, S.A., Porto. Portugal.
(3) Centro de Minerais Industriais e Argilas (MIA) da Universidade de Aveiro. Portugal.
(4) Departamento de Geografia (GEDES), FLUP, Universidade do Porto. Portugal.
(5) Departamento de Geologia, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa e Laboratório de Tectonofísica e Tectónica Experimental (LATTEX). Portugal.

INTRODUÇÃO GERAL

Em estudos de caracterização geotécnica e geomecânica de maciços fracturados a contribuição da geologia e da geomorfologia são de extrema importância nas várias fases de qualquer projecto de engenharia de maciços rochosos (*e.g.*, TERZAGHI, 1965; ROCHA, 1981; VIDAL ROMANÍ & TWIDALE, 1999). Com efeito, a habitual complexidade das unidades geológicas, no que se refere à diversidade dos tipos de litologias, à sua heterogeneidade e grau de alteração e ainda às superfícies de descontinuidades que as intersectam, reflecte-se em termos de estabilidade e de condições hidrogeológicas de um dado maciço rochoso. De facto, as ferramentas geológicas e geomorfológicas fl cartografia geológica e geomorfológica, geologia e geomorfologia estrutural, hidrogeologia e fotogeologia fl quando aplicadas à prospecção geológico-geotécnica e geomecânica, perspectivadas num enquadramento geológico/geomorfológico regional actualizado, em que se valorizam os trabalhos à escala local baseados em critérios técnico-científicos (*e.g.*, ISRM, 1978, 1981; CFCFF, 1996; HOEK, 2000; GONZÁLEZ de VALLEJO *et al.*, 2002), serão concerteza uma ferramenta de excelência, dentro dos seus limites de actuação e de competência, em estudos de natureza aplicada. Esta dicotomia fl geociências *versus* prospecção geológico-geotécnica fl tem sido amplamente abordada em trabalhos aplicados conforme está patente nas preocupações de muitos autores (*e.g.*, CARVALHO, 1984; CRUZ & OLIVEIRA SILVA, 1991; DINIS da GAMA *et al.,* 1992; CHAMINÉ & GASPAR, 1995; AFONSO *et al.*, 1999; CHAMINÉ *et al.*, 2001; LISBOA & OLIVEIRA, 2003).

O trabalho em questão pretende caracterizar as condicionantes geológico-geotécnicas do maciço rochoso da pedreira granítica da Mimosa. Esta pedreira está situada no lugar do Alto da Cabeça Santa na Freguesia de Peroselo (Concelho de Penafiel, Distrito do Porto; NW de Portugal) e encontra-se, actualmente, em fase de exploração pela empresa MOTA-ENGIL, S.A. O georrecurso granítico em questão é explorado pela empresa para fins vários ligados à construção civil e obras públicas, tais como brita, "tout-venant", enrocamento e balastro.

ENQUADRAMENTO GEOMORFOLÓGICO E GEOLÓGICO REGIONAL

A pedreira da Mimosa insere-se na bacia hidrográfica do Rio Douro, estando compreendida entre os paralelos 40º20' e 40º10' de Latitude Norte e os meridianos 08º43' e 08º40' de Longitude Oeste. A pedreira da Mimosa situa-se na vertente ocidental do maciço granítico de Cabeça Santa (fig. 2), o qual assume uma orientação geral NNE-SSW. Este maciço apresenta, *grosso modo*, uma forma elipsoidal, alongada e constitui destacado relevo na região (441m). O bordo Oeste desta elevação constituirá uma importante escarpa de falha regional, a qual é bem patente na geometria alongada do corpo granítico, na deformação do material granítico junto a esse bordo e, sobretudo, no lineamento morfotectónico rectílineo aproveitado pela Ribeira das Lajes.

A morfologia local é marcada pela geometria dos acidentes tectónicos que serão os principais responsáveis pelo arranjo regional do relevo. Destaca-se um conjunto de falhas com direcções N-S a NNE-SSW que individualizam vários blocos montanhosos e que explicam o traçado rectilíneo da ribeira de Camba, assim como, o seu vale encaixado junto da foz. Este condicionamento tectónico também se manifesta na ocorrência de nascentes termais, com águas mineralizadas, o que em parte revela uma circulação lenta e profunda (CALADO, 2001). Obliquamente a esta direcção temos lineamentos NW-SE que determinam a disposição em blocos escalonados de topo aplanado e que são quase exclusivamente entalhados pela rede hidrográfica secundária, a qual corresponde nalguns casos a vales de fractura alinhados, típicos do modelado granítico (DAVEAU, 1988).

Tal como noutras regiões graníticas do Norte de Portugal a morfologia desta área é marcada pela conservação de superfícies de aplanamento, separadas por vertentes abruptas, quer se trate de flancos das elevações quer das vertentes dos vales. Por isso, os cursos de água apresentam um traçado geométrico que resulta da sua adaptação às faixas de esmagamento de falhas (BRUM FERREIRA, 1979). Merece também alguma ênfase, as áreas deprimidas de fundo aplanado, de dimensão quilométrica e de fraca incisão pela rede hidrográfica, sendo o alvéolo de Perozelo e o corredor Oldrões-Paredes exemplos

desse contexto geomorfológico. Estas formas comuns em substrato granítico correspondem a variações na natureza da rocha ou ao entrecruzamento de fracturas que facilitam a penetração de água e a alteração subsequente (BRUM FERREIRA, 1978). Os alvéolos estão quase sempre ligados à presença de rochas cristalinas e/ou cristalofilinas, o que sugere que a alteração diferencial terá sido determinante na geração destas formas.

O maciço granítico de Penafiel faz parte de uma faixa de granitóides variscos, com orientação geral NW-SE, que se estendem desde o Alto Minho até às Beiras. Do ponto de vista geotectónico insere-se na Zona Centro-Ibérica (ZCI) do Maciço Ibérico (PEREIRA *et al.*, 1989; DIAS *et al.*, 2000). O material-rocha presente na pedreira da Mimosa (fig. 1) é composto por granitos monzoníticos porfiróides, de duas micas essencialmente biotíticos associados a estruturas de idade Varisca (MEDEIROS *et al.*, 1980; PEREIRA *et al.*, 1989). A área da pedreira é limitada a Norte por granitos porfiróides, de grão grosseiro de duas micas, essencialmente biotíticos que ocupam uma faixa de orientação NW-SE, a Sudeste por granitos monzoníticos de duas micas, essencialmente biotíticos e, finalmente, a Oeste por granodioritos e raros quartzodioritos biotíticos (MEDEIROS *et al.*, 1980).

Em termos hidrogeológicos regionais a área é constituída por um meio fracturado com uma condutividade hidráulica variando entre 1 e 3l/s.km^2 (PEDROSA, 1999). No local da pedreira, a drenagem da escorrência superficial é condicionada pelos vários sistemas de fracturas e influenciada pela ausência de uma zona de alteração mais espessa, pelo que no processo de drenagem o escoamento superficial poder-se-á sobrepor à infiltração.

Da análise da Carta Neotectónica de Portugal Continental (CABRAL & RIBEIRO, 1988) constata-se que o sector em estudo se enquadra próximo a sistemas de mega-descontinuidades tectónicas com actividade neotectónica importante, com orientação geral NNE-SSW a N-S. A divisão regulamentar delimita o território português em quatro zonas potencialmente sísmicas que por ordem decrescente de risco sísmico, são designadas por A, B, C e D (segundo o Regulamento de Segurança e Acções para Estruturas de Edifícios e Pontes, aprovado pelo Decreto-Lei nº235/83, de 31 de Maio, *in* RSAEEP, 2000), definindo o tipo de construção aconselhável em cada zona (RSAEEP, 2000 e, mais recentemente, no âmbito do Euro-código 8; SOUSA OLIVEIRA *et al.*, 1999). O Concelho de Penafiel encontra-se incluído na zona D, onde se admite não serem de recear os efeitos dos sismos nas construções, muito embora se tenham já verificado alguns epicentros de sismos históricos e instrumentais (RIBEIRO & CABRAL, 1992; CABRAL, 1995) nas proximidades da região. Contudo, a sismicidade da região Minhota é moderada, com sismos de magnitude inferior ao grau 5, mas com frequência acima da média para o território português (SOARES de CARVALHO, 1992; CABRAL, 1995). Este facto denuncia que a neotectónica se mantém activa, existindo mesmo indícios geomorfológicos que confirmam uma actividade tectónica recente para a região.

ESTUDO DA COMPARTIMENTAÇÃO DO MACIÇO ROCHOSO DA MIMOSA

Considerações iniciais

O presente trabalho foi desenvolvido em duas fases complementares, a saber: uma primeira fase, referente ao trabalho de campo, enquadrada na fase de reconhecimento geológico e geomorfológico estrutural e de prospecção geológico-geotécnica e, uma segunda fase, ligada ao processamento, análise e interpretação dos dados para uma caracterização da compartimentação do maciço rochoso, as quais foram perspectivadas na geotecnia e geomecânica do maciço rochoso. Assim, neste trabalho, são referidos de uma forma sucinta os métodos e as técnicas para tratamento dos dados de terreno, visando a definição das famílias de descontinuidades, bem como a caracterização estatística das suas atitudes (recorrendo, na medida do possível, à terminologia e às recomendações propostas pela ISRM (1978, 1981), e pelo CFCFF, 1996). Apresentam-se, ainda, os resultados do estudo da rede de fracturação regional, com base na análise morfoestrutural de mapas topográficos e dos reconhecimentos geológicos locais. Comparam-se os resultados obtidos à mega e macroescala no sentido de averiguar a presença de um padrão de fracturação com dimensão multi-escala. Por fim, discute-se a utilidade desta metodologia e das técnicas associadas para a conceptualização de um modelo geotécnico-geomecâ-

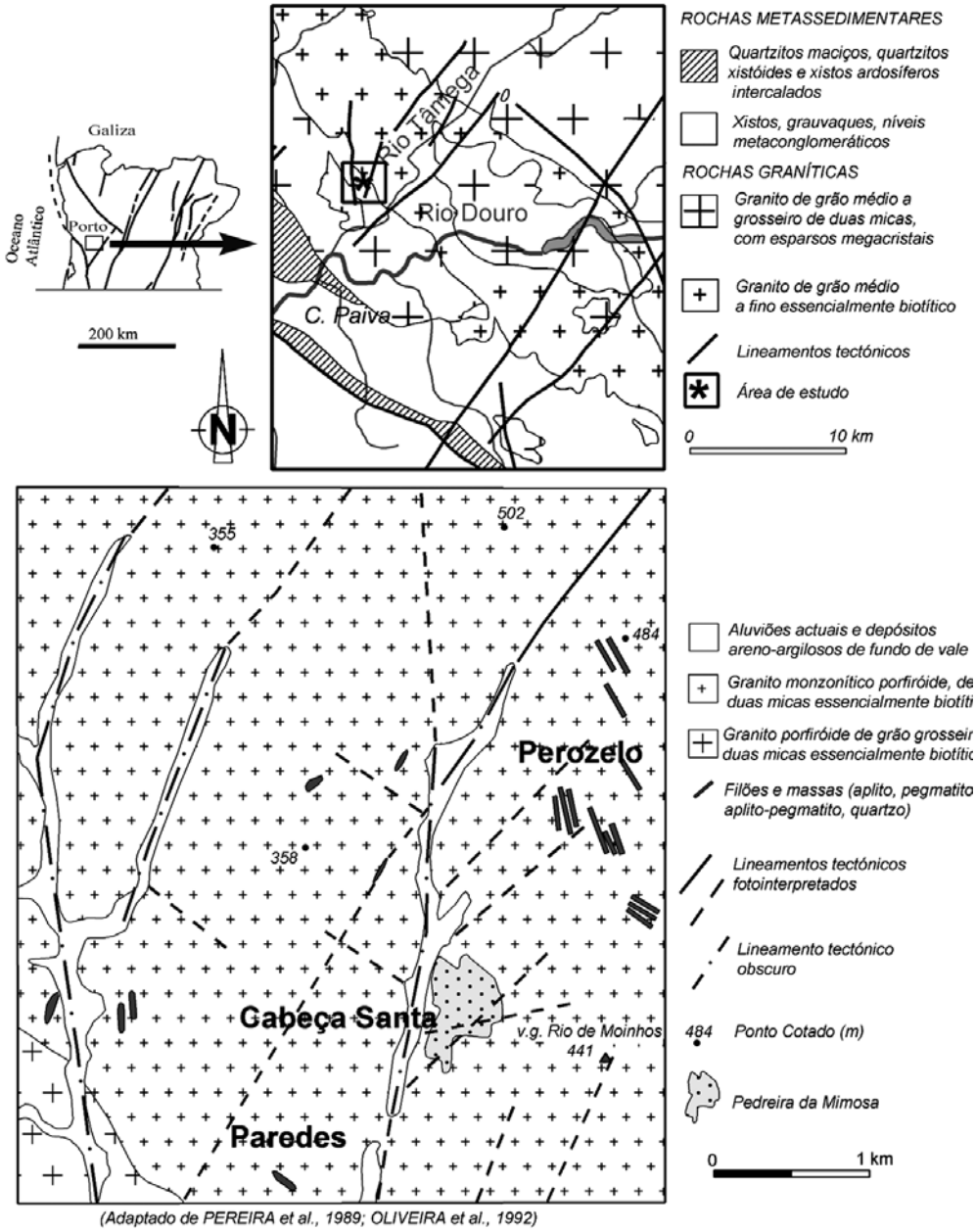


Fig. 1 – Enquadramento geológico regional da área da Cabeça Santa (Pedreira da Mimosa).

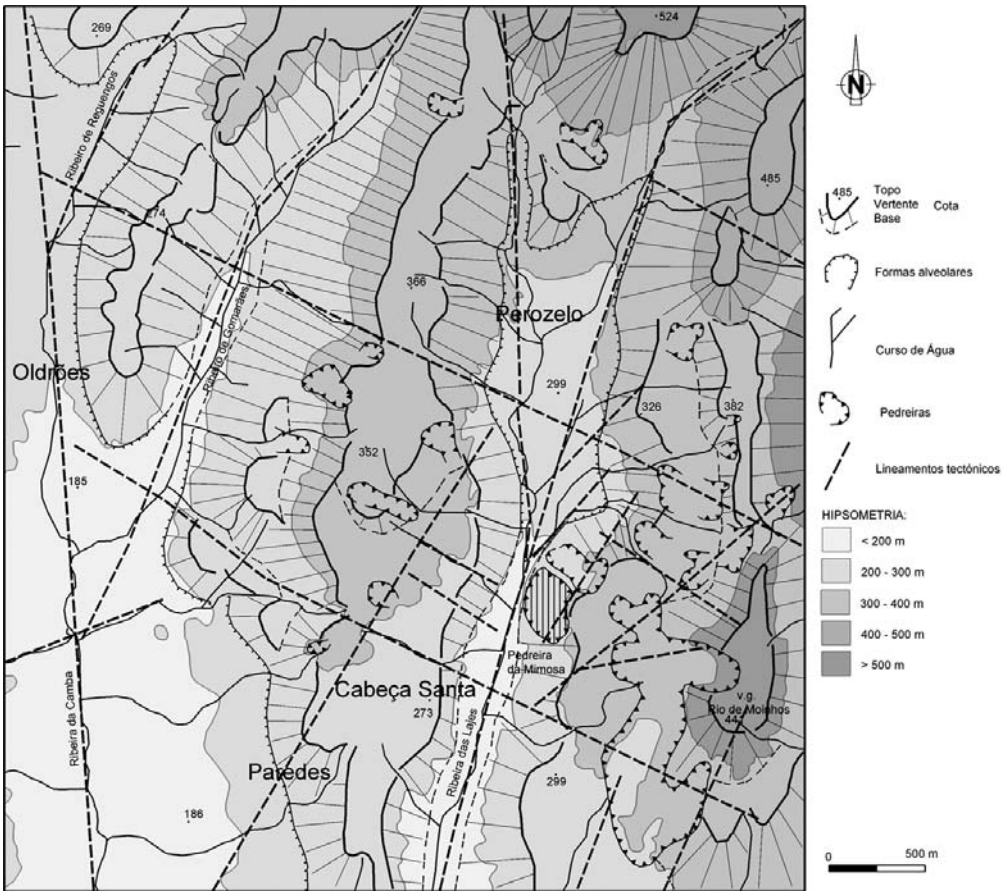


Fig. 2 – Esboço geomorfológico da região da Cabeça Santa (o perímetro da área ocupada pelas diversas pedreiras está de acordo com a Carta Militar de Portugal, folha 124, à escala 1/25.000, edição de 1998).

nico em meio fracturado. Para o efeito, apresenta-se, ainda que de uma forma sumária, a técnica de amostragem linear aplicada a faces expostas em diferentes taludes rochosos, bem como os métodos de tratamento geológico-geotécnico das descontinuidades.

A aplicação da técnica de amostragem linear em faces expostas do material-rocha para a caracterização da compartimentação do maciço poderá, certamente, contribuir para uma melhor gestão do georrecurso do Alto da Cabeça Santa (fig. 1). O trabalho exploratório de SANTOS PEREIRA (2004) aponta os principais constrangimentos geológico-geotécnicos e o estudo que, ora se apresenta, permite avançar com uma caracterização geológico/geomorfológica estrutural e geotécnica do maciço da Pedreira da Mimosa.

Material e métodos

A região na qual se situa a pedreira da empresa MOTA-ENGIL,S.A., em Penafiel, é por excelência uma área onde predominam rochas graníticas. De referir que os granitos extraídos desta pedreira, e de outras na região, se destinam essencialmente a obras de construção civil e obras públicas. De um modo geral, pode-se considerar, numa abordagem meramente qualitativa, que o material-rocha da pedreira

da Mimosa apresenta um grau de fracturação elevado a muito elevado, de tal modo que está vocacionada para a extracção de agregados para a construção civil e obras públicas. As características geológico-estruturais do maciço, resultantes da intensidade da deformação (frágil) e do grau de alteração (especialmente do bordo Oeste do maciço), acarretam fortes restrições à extracção deste litótipo granítico tendo em vista, por exemplo, o mercado de rocha ornamental. De referir que esta pedreira antes de pertencer à empresa MOTA-ENGIL, S.A. era propriedade de uma empresa com características artesanais, a qual se dedicava, fundamentalmente, à produção de cubos de granito para obras rodoviárias (MOTA & COMPANHIA, 2003). Na área envolvente regista-se uma grande proliferação de pedreiras, muitas delas actualmente em laboração, as quais são responsáveis por importantes repercussões sócio-económicas e ambientais na região (MENDES, 2000).

Na impossibilidade, do ponto de vista prático, de estudar exaustivamente a compartimentação do maciço rochoso na totalidade da área envolvente da pedreira da Mimosa, optou-se por realizar esse estudo a partir de uma amostragem que fosse representativa de todo o maciço. Dado que a amostragem, do ponto de vista cartográfico, deve ser realizada, de preferência, sobre as superfícies expostas de taludes com características lineares (i.e., dispostos segundo direcções definidas por vias de comunicação, ferroviária ou rodoviária), adoptou-se a técnica da amostragem linear.

A técnica de amostragem linear consiste, basicamente, na colocação de uma fita graduada em faces expostas do maciço e no registo de algumas características (geométricas e mecânicas) de todas as descontinuidades por ela intersectadas. Uma descrição metodológica da técnica encontra-se, por exemplo, em BRADY & BROWN (1985) e em CHAMINÉ & GASPAR (1995). Na sua aplicação à área do maciço granítico da pedreira da Mimosa optou-se pela colocação de uma fita graduada (em metros) nos taludes a serem cartografados a, aproximadamente, 1.50m do solo. Para cada talude (ou painel) analisado, depois de colocada a fita graduada a partir da origem de cada linha de amostragem, foram cartografadas de uma forma sistemática todas as descontinuidades (diaclases e, mais raramente, falhas e/ou estruturas filonianas) que intersectavam essa linha de amostragem. Cada uma das descontinuidades foi descrita e registada nas fichas de levantamento segundo a classificação geotécnica da BGD ("Basic Geotechnical Description of Rock Masses") proposta pela ISRM (1981).

Para cada descontinuidade que intersectava a linha de amostragem foram registadas as seguintes grandezas (*e.g.*, PRIEST & HUDSON 1981; PRIEST, 1983; BRADY & BROWN, 1985; ISRM, 1981; LAMAS, 1989; CHAMINÉ & GASPAR, 1995): i) D - distância à origem da fita graduada; ii) L - semi-comprimento exposto, ou seja, o comprimento visível da intersecção da descontinuidade com a face exposta de rocha, apenas para um dos lados da fita graduada; iii) T - tipo de terminação que apresenta a extremidade da descontinuidade (R - na rocha; D - noutra descontinuidade; O - obscura); iv) atitude da descontinuidade (direcção e inclinação) medida junto ao ponto de intersecção da linha de amostragem com a descontinuidade; v) C - curvatura, numa escala de 1 a 5, em que 1 representa superfícies planas e 5 superfícies muito curvas; vi) R - rugosidade, numa escala de 1 a 5, representando 1 uma superfície lisa e 5 uma superfície muito rugosa; vii) diversas características das descontinuidades, tais como abertura, tipo de preenchimento, presença de água, entre outras.

Os dados recolhidos no terreno, referentes à técnica de amostragem linear, foram objecto de um tratamento adequado para posterior interpretação e análise, permitindo a definição de diversas famílias de descontinuidades. O estabelecimento das diferentes famílias para os painéis cartografados foi conseguido através da elaboração de diagramas estruturais fl diagramas de contorno estrutural e diagramas de rosetas, tendo-se utilizado para o efeito o programa geoinformático *"StereoNet for Windows version 3.03"* (Geological Softwareâ, 1992-1995).

Os parâmetros geológico-geotécnicos determinados para a caracterização das descontinuidades do maciço foram, essencialmente, os seguintes: a atitude, o espaçamento, a continuidade ou persistência, o preenchimento e a rugosidade. Procedeu-se, também, a uma inventariação e caracterização preliminar das condições hidrogeológicas do maciço.

O levantamento das atitudes das descontinuidades foi efectuado em seis painéis (fig. 3) distribuídos com diversas orientações, de modo a caracterizar, na medida do possível, toda a área do maciço (longitudinal e transversalmente) de exploração da Mimosa.

Contudo, foram encontradas dificuldades do ponto de vista operacional no levantamento de um maior número de diaclases devido, por um lado, a uma instabilidade permanente da maioria dos taludes, e por outro lado, por ter ocorrido um grande escorregamento, com *ca.* 250m de extensão e segundo uma orientação estrutural aproximada de N40ºE.

Descrição geológica e geotécnica local

O enquadramento geológico local do maciço intrusivo da Mimosa é composto pela fácies de granito porfiróide de grão grosseiro, de duas micas, essencialmente biotítico (MEDEIROS *et al.*, 1980). Macroscopicamente, as rochas da unidade geológica em estudo apresentam um grão grosseiro, cor cinzenta e, por vezes, apresentam uma foliação fluidal materializada pelos megacristais de feldspato e dos filossilicatos. Este litótipo apresenta uma boa homogeneidade textural, quer quanto à granularidade quer quanto à cor.

Tendo em conta a disposição do corpo granítico, de forma rectilínea e alongada, cujos limites estão, inequivocamente, controlados do ponto de vista tectónico ao longo de, pelo menos, duas dezenas de quilómetros, é possível presumir que a intrusão foi condicionada estruturalmente ao longo de lineamentos tectónicos profundos, tal como se pode depreender da análise do padrão da rede de fracturação regional e local. A deformação frágil do maciço caracteriza-se por um diaclasamento relativamente pouco espaçado, apresentando as diaclases mais comuns a orientação média N30º-40ºE.

O material-rocha granítico apresenta uma textura cristalina, granulometria uniforme, e com alguma orientação fluidal dos megacristais de feldspato e dos filossilicatos. O maciço em causa pode ser considerado, em termos de qualidade geológico-geotécnica, como muito fracturado e, em algumas zonas, com um grau de alteração muito acentuado. Por exemplo, no painel 1 observa-se nitidamente o evoluir do estado de alteração de uma zona onde a pedreira apresenta um estado do material-rocha relativamente são [W_{1-2}] (coincidente com o eixo do corpo granítico), para uma zona lateral do eixo da massa granítica muito tectonizada e com um grau de alteração evidente, podendo ser considerado, em alguns tramos do talude, um saibro granítico [W_5].

Grau de alteração

No caso em estudo, o estado de maior alteração de rocha granítica (W_{4-5}, segundo a classificação da ISRM, 1978, 1981 e da GSE, 1995) confina-se a uma estreita faixa superficial (não ultrapassando, regra geral, um metro de espessura). Na proximidade das descontinuidades (quer sub-verticais quer sub-horizontais), e em zonas de maior densidade de fracturação ou esmagamento, a alteração caracteriza-se pela ocorrência de pontuações ferruginosas, resultantes da oxidação dos minerais ferromagnesianos (particularmente da biotite), conferindo globalmente ao material-rocha uma tonalidade amarelada. As zonas limítrofes do afloramento caracterizam-se, por vezes, por uma intensa alteração, exibindo granito desagregado e mesmo arenizado (tipo saibro, W_{4-5}).

Na quase totalidade da pedreira pode-se considerar que estamos em presença de um granito medianamente alterado (W_3), exceptuando as zonas limítrofes que apresentam um estado de alteração muito evoluído, ou seja, o material-rocha encontra-se muito decomposto (W_{4-5}). Convém salientar que foram cartografadas no maciço áreas pouco alteradas (W_{1-2}), especialmente, no material-rocha aflorante no eixo do corpo granítico (por exemplo, painel 3).

Caracterização das descontinuidades: análise da fracturação

Foram efectuados levantamentos geológico-geotécnicos em seis painéis com diferentes orientações de modo a caracterizar da melhor forma possível o maciço, quer transversal quer longitudinalmente. Um dos maiores constrangimentos encontrados aquando do levantamento de campo, prendeu-se com o facto de a pedreira estar em plena laboração, pelo que as linhas de amostragem foram seleccionadas em função das frentes disponíveis e os levantamentos tiveram que ser realizados, por vezes, num curto espaço de tempo. A ocorrência de um enorme escorregamento numa zona da pedreira considerada vital para o presente estudo, situada entre os painéis 2 e 5, impossibilitou a caracterização daquela zona.

O tratamento dos dados recolhidos no terreno, referentes à técnica de amostragem linear, foi feito

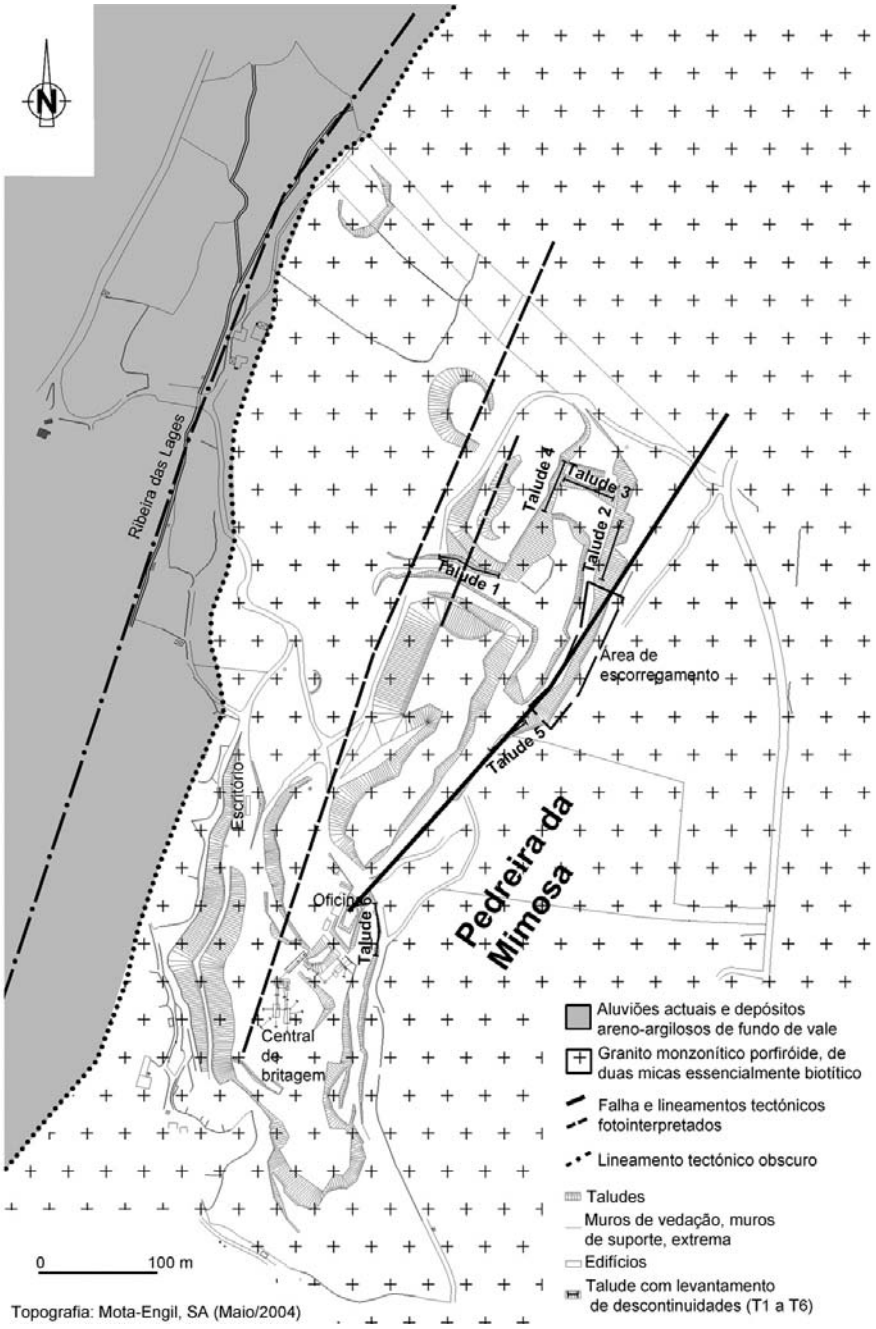


Fig. 3 – Enquadramento geológico local da Pedreira da Mimosa.

recorrendo a diagramas geológico-estruturais (diagramas de contorno estrutural e diagramas de rosetas), os quais permitiram a definição do número de famílias de descontinuidades e, sobretudo, da família dominante, da sua atitude, do seu espaçamento e da sua persistência. Para além disso, considerou-se a caracterização, do ponto de vista geotécnico e geomecânico, de famílias por painel em troços homogéneos e para toda a pedreira.

Da análise dos diagramas estruturais das atitudes das descontinuidades (diaclases), medidas de forma sistemática, nos seis painéis estudados, resultaram as seguintes considerações (quadro 1; fig. 4):

Painel 1 (n= 59; orientação do painel N110ºE): existência de uma família de diaclases predominante com orientação N20º-30ºE; subvertical; registou-se ainda a ocorrência de descontinuidades sub-horizontais com ligeiro pendor para SW;

Painel 2 (n= 38; orientação do painel N200ºE): predominância da família de diaclases N30º-40ºW; subvertical;

Painel 3 (n= 29; orientação do painel N50ºE): predominância da família de diaclases N20º-30ºE; subvertical; neste painel assume alguma importância a família N45ºW; subvertical;

Painel 4 (n= 18; orientação do painel N120ºE): predominância da família de diaclases N30º-40ºW; subvertical; existência de uma outra família subvertical com azimute N40ºE-N50ºE;

Painel 5 (n= 7; orientação do painel N30ºE): dado o número reduzido de descontinuidades levantadas, optou-se por não efectuar a projecção dos diagramas estruturais. Contudo, pela análise da ficha de levantamento constata-se um domínio das descontinuidades com o azimute N30º-40ºE;

Painel 6 (n= 231; orientação do painel N170ºE): predominância da família de diaclases N30º-40ºE; subvertical; neste painel assume alguma importância a família N40ºW; subverti-cal.

Da análise do estereograma geral e do diagrama de rosetas geral, nos quais foram projectadas todas as descontinuidades medidas nos painéis, resultaram as seguintes conclusões:

uma família de diaclases principal com orientação média N30ºE; subvertical;

uma família de diaclases com orientação N40ºW; subvertical;

uma família de descontinuidades sub-horizontais com características cisalhantes, inclinando ligeiramente para SW.

Espaçamento

O sistema de diaclases de orientação N30ºE a N40ºE (em regra, subverticais) é o que apresenta menor espaçamento. Verifica-se pela análise que, para qualquer dos painéis amostrados, a intensidade de fracturação é (segundo os critérios da ISRM, 1978, 1981), regra geral, F_{4-5}, ou seja, a distância entre diaclases varia entre 6 e 20cm (próximas), com alguma tendência para F_3 (20-60cm, i.e., medianamente afastadas),.

Foi também estimado um parâmetro geomecânico que se denominou *factor de fracturação* (CHAMINÉ *et al.*, 2001). Este factor resulta da razão entre o número de diaclases medidas e o comprimento do painel amostrado. A aplicação deste factor corrobora a intensidade de fracturação referida anteriormente (quadro 1, fig. 5). Além disso, pela observação e cartografia das linhas de amostragem da pedreira da Mimosa o padrão geral da rede de fracturação assemelha-se, segundo a classificação de PALMSTRÖM (1995), a uma geometria prismática.

A ISRM (1981) sugere o estabelecimento de um índice dimensional – I_b ("Block Size Index") para representar as dimensões médias dos blocos do material-rocha. Este índice é dado pela média dos comprimentos dos três lados do sólido em questão, i.e.: $I_b=(e_1+e_2+e_3)/3$, sendo o parâmetro e_i o espaçamento médio entre descontinuidades da mesma família. No caso do maciço da Mimosa, o I_b resultante é 3.16.

A ISRM (1981) propõe ainda o estabelecimento de um outro índice volumétrico, o J_v, que é dado pela soma do número de descontinuidades por metro cúbico, para cada família. A linha de amostragem recomendada é de, pelo menos, 5 a 10m (PALMSTRÖM, 1995; PALMSTRÖM & SINGH, 2001). Os resultados do índice volumétrico (J_v) podem ser correlacionáveis com o tamanho dos blocos. PALMSTRÖM (1995) refere o parâmetro J_v como o somatório do número de descontinuidades por unidade de comprimento para todas as famílias de descontinuidades aflorantes numa dada área das

unidades geológicas interessadas para uma dada obra. A expressão simplificada é (PALMSTRÖM, 1995): $J_v = 1/e_1 + 1/e_2 + 1/e_3$, representando e_1, e_2 e e_3 o espaçamento médio de cada família de descontinuidades. No caso do maciço da Mimosa, com três famílias de descontinuidades principais, as quais apresentam espaçamentos médios de 1.5m, 3m e 5m, ter-se-ia um $J_v = 1.2$. Desta forma, o maciço poder-se-ia classificar, segundo a ISRM (1981), como constituído por blocos grandes.

Continuidade ou persistência

As diaclases mais frequentes no maciço têm uma atitude média N30ºE; subvertical e são também as mais contínuas no terreno. A observação da persistência das descontinuidades foi efectuada em duas dimensões, correspondentes à intersecção das diaclases com a superfície de exposição sub-horizontal e subvertical (nas frentes de desmonte). A sua persistência em todos os painéis amostrados é também superior à dos restantes sistemas de diaclasamento.

Constata-se, em todos os painéis estudados, que as diaclases mais abundantes são aquelas que apresentam uma continuidade planar mais acentuada. As faixas sub-horizontais de material-rocha (cataclasitos) com um grau de esmagamento assinalável apresentam também uma grande continuidade, interrompendo sistematicamente as descontinuidades (verticais e subverticais) pertencentes às outras famílias.

Preenchimento

No maciço estudado encontraram-se alguns filonetes de quartzo, em regra geral, com a orientação geral N30ºE; subvertical. Registaram-se, igualmente, preenchimentos argilosos em algumas das diaclases.

Rugosidade

No maciço em estudo, a rugosidade dominante corresponde a um tipo em que as paredes das descontinuidades não são perfeitamente lisas, mas tam-bém não são visíveis estruturas fibrosas (*e.g.*, estrias de falhas) que possam impedir ou facilitar a movi-mentação relativa de blocos.

Caracterização geomecânica local

No que diz respeito às características mecânicas do maciço, embora as características de resistência ao corte do maciço rochoso sejam essencialmente dependentes das descontinuidades, é de grande utilidade o conhecimento da resistência à compressão do material-rocha. A determinação da resistência à compressão uniaxial é determinada, em geral, a partir de ensaios de laboratório ou de campo (*e.g.*, ISRM, 1981; KATZA *et al.*, 2000; AL-HARTHI, 2001; KAHRAMAN, 2001; KAHRAMAN *et al.*, 2002). A determinação do índice de resistência à carga pontual, recorrendo à determinação da dureza com o esclerómetro portátil ou *martelo de Schmidt* (SCHMIDT, 1951), pode conduzir à estimativa do valor da resistência uniaxial.

O esclerómetro portátil consiste, em traços gerais, num aparelho que permite um ensaio de campo que avalia a dureza do material-rocha através da medição do ressalto de uma massa de aço quando percutida sobre a superfície da rocha. As condições gerais para o ensaio de campo serem válidas assentam nos seguintes pontos, a saber: limpeza da zona do ensaio, verificação da ausência de fissuras e eliminação da patine de rocha meteorizada. Na execução do ensaio, o aparelho foi posicionado perpendicularmente à superfície estrutural a ser ensaiada. Em função da dureza (ou resistência) da rocha, a massa de aço sofre maior ou menor ressalto; seguidamente, o valor é registado numa escala (0-100) do aparelho. Registaram-se 10 percussões com o martelo e eliminaram-se os 5 valores mais baixos, tendo-se considerado, por fim, o valor médio destas medições. Finalmente, recorre-se ao ábaco de Miller (ISRM, 1978) para determinar a resistência à compressão simples a partir da dureza de Schmidt e da densidade média da rocha (a densidade determinada para o granito das Mimosas é de 26 KN/m^3; MOTA & COMPANHIA, 2003).

No trabalho de campo (fig. 5) foi utilizado o esclerómetro portátil do tipo L, da marca PROCEQ, SA (Zurich, Switerzland), do Laboratório de Mecânica das Rochas do Departamento de Engenharia Geotécnica (ISEP). Pela análise dos resultados do (quadro 2) constata-se que nas zonas do maciço menos alteradas (W_{1-2}) os valores de resistência uniaxial à compressão variam em média

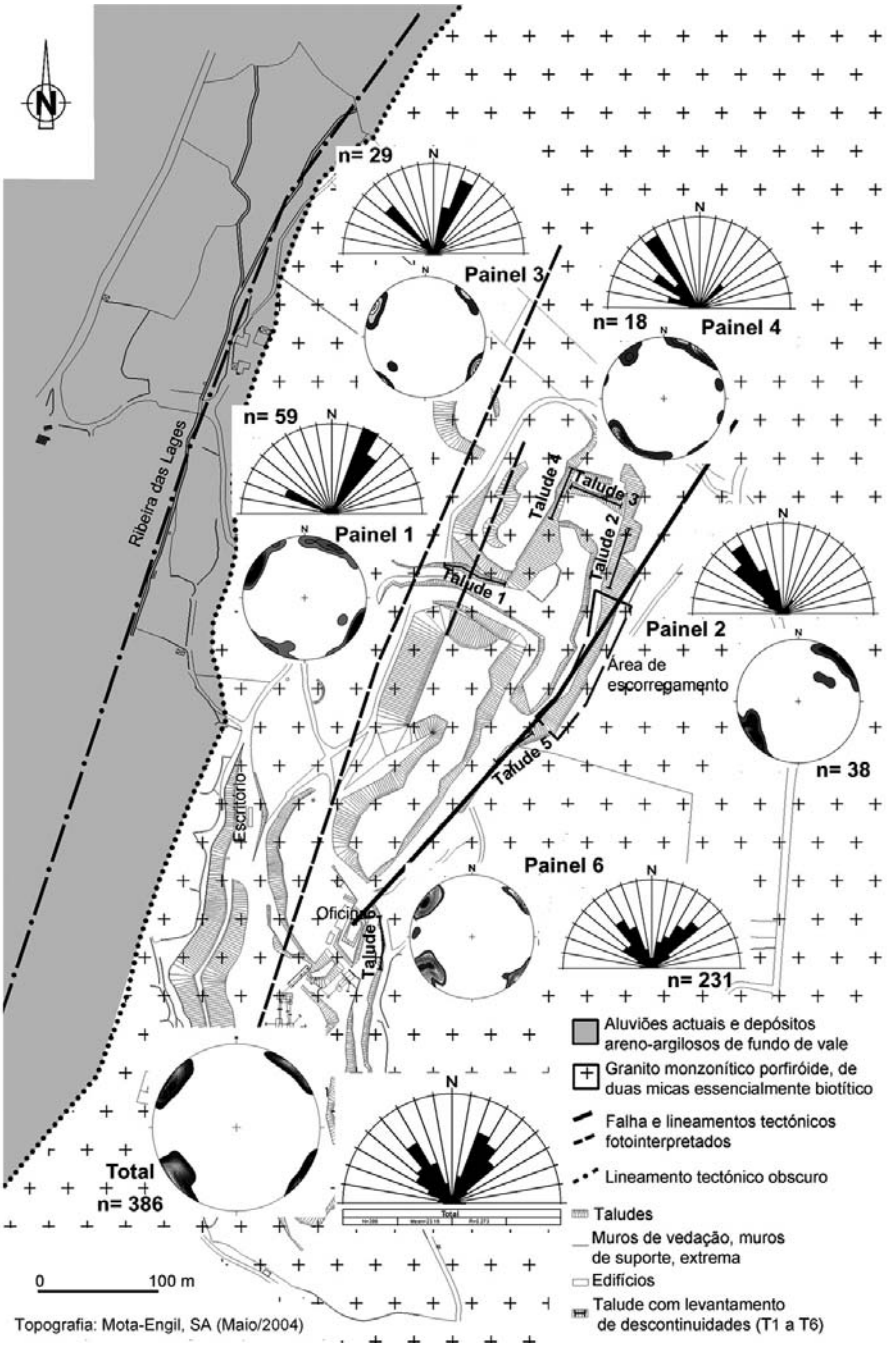


Fig. 4 – Diagramas estruturais: diagramas de contorno estrutural (rede de igual-área, hemisfério inferior) e diagramas de roseta.

Taludes/ Painéis	Fácies Granítica - Grau de Alteração	Cota de exploração (m)	Orientação do painel	Comprimento do painel [A] (m)	Nº de diaclases [B]	Factor de fracturação [B/A]
PAINEL 1	Grão grosseiro - W_3	275	N110ºE	74,2	59	0,80
PAINEL 2	Grão grosseiro - W_3	280	N200ºE	43	38	0,88
PAINEL 3	Grão grosseiro - W_{1-2}	280	N50º E	20,6	29	1,41
PAINEL 4	Grão grosseiro - W_3	280	N120ºE	23,6	18	0,76
PAINEL 5	Grão grosseiro - W_3	280	N30ºE	20	7	0,35
PAINEL 6	Grão grosseiro - W_{4-5}	275	N170º E	165	231	1,40

Quadro 1 - Síntese das características geológicas e geomecânicas dos painéis estudados (Pedreira da Mimosa).

entre 150-170 MPa; por seu turno, nas zonas mais alteradas (W_3 a W_{4-5}) o ensaio apresenta valores de resistência média de cerca de 70 MPa. Os resultados globais alcançados estão de acordo com os valores preliminares avançados no relatório da MOTA & COMPANHIA (2003), bem como corroboram, em termos qualitativos, o estado de deformação do maciço.

CONCLUSÕES

Com o presente trabalho pretendeu-se, sobretudo, dar ênfase à aplicação da técnica de amostragem linear em superfícies expostas de descontinuidades num maciço rochoso granítico. Assim, foi efectuado um levantamento sistemático de descontinuidades na pedreira da Mimosa para o estudo da compartimentação do maciço. A técnica de amostragem linear descrita, bem como o tratamento dos dados de terreno são de aplicação simples, sendo um método de execução expedita e que permite obter importantes informações sobre a compartimentação do maciço.

No caso vertente, pretende-se que constitua um ponto de partida com vista à optimização dos diagramas de fogo principalmente nas suas direcções principais. Uma vez que nos diagramas de fogo é usual ter-se a frente livre perpendicular à direcção da família principal de descontinuidades (neste caso, o azimute médio N30ºE) sugere-se como orientação preferencial da frente de trabalho para o desmonte, com recurso a explosivos, o azimute N120ºE. Com efeito, esta direcção será a mais favo-

Fig. 5 – Aspectos geológicos e geotécnicos observados na Pedreira da Mimosa. A) Superfície planar materializado por uma falha regional, localizada no painel 5, com orientação média N40ºE; B, C) Aspectos da fracturação e deformação intensa do maciço da Mimosa; D) Vista frontal do escorregamento (22.05.2004) das bancadas compreendidas entre o painel 2 e 5, segundo uma orientação N40ºE, correspondendo ao alinhamento estrutural materializado por uma falha, com a mesma atitude, observada no painel 5 (ver foto A); E) Ensaio esclerométrico, visando o estudo da resistência à compressão uniaxial; F) Exemplificação da técnica de amostragem linear para o estudo da compartimentação do maciço.

			Leitura nº											
Localização	Grau de alteração	Painel nº	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	média dos 5 melhores resultados	resistência uniaxial à compressão (MPa)*
1	W1-2	1	55	55	59	47	61	64	44	54	57	59	60	225
43	W1-2	1	50	58	46	47	48	54	55	37	48	40	53	170
60	W3	1	56	44	48	44	40	42	48	44	40	50	49.2	130
61	W1-2	2	52	50	41	41	42	45	37	42	50	41	47.8	125
99	W1-2	2	45	52	42	43	40	45	55	55	42	51	51.6	140
100	W1-2	3	55	60	42	27	39	44	38	64	48	52	55.8	175
128	W1-2	3	48	54	40	48	28	46	58	50	44	40	51.6	140
130	W1-2	4	60	48	62	58	42	44	44	49	46	57	57.2	190
148	W1-2	4	30	46	40	46	38	57	34	38	32	48	47.4	125
157	W4-5	6	34	41	30	32	35	46	40	39	40	42	41.8	85
220	W4-5	6	38	37	36	46	40	34	38	18	30	32	39.8	75
250	W4-5	6	28	26	34	28	28	30	26	28	36	36	32.8	52
365	W3	6	50	60	58	40	58	59	59	52	58	50	58.8	220
380	W3	6	54	48	46	54	60	58	50	48	46	56	56.4	185

* densidade do granitóide das Mimosas estimada em 26 KN/m^3

Quadro 2 - Resultados da resistência à compressão recorrendo ao esclerómetro portátil, no granito da Pedreira da Mimosa.

rável a considerar, embora se saiba, que não é possível desmontar apenas nesta direcção, pelo menos em tempos mais próximos, pois a pedreira está numa fase de definição de painéis não sendo, por isso, possível tal imposição.

A aplicação da técnica de amostragem linear aplicada à caracterização da compartimentação de maciços rochosos fracturados poderá, assim, contribuir para aperfeiçoar uma gestão racional e sustentável dos georrecursos graníticos, especialmente os do Norte de Portugal e da Galiza, tendo em vista a sua exploração para fins vários, tais como a rocha ornamental, a brita, o "tout-venant", o enrocamento e o balastro.

AGRADECIMENTOS

São devidos agradecimentos à empresa MOTA-ENGIL, SA a possibilidade de realização e a divulgação dos principais resultados dos estudos desenvolvidos na pedreira da Mimosa, ao abrigo de uma parceria com o Departamento de Engenharia Geotécnica do ISEP. Os agradecimentos são extensivos ao Eng. Eduardo Guimarães (MOTA-ENGIL, SA), pela disponibilidade demonstrada no apoio à realização deste trabalho, bem como na cedência de material bibliográfico inédito sobre a pedreira. Por fim, os autores estão gratos aos Engenheiros Geotécnicos H. Costa e H. Rodrigues pelo apoio nos levantamentos de campo. São devidos agradecimentos à Dra. M. J. Afonso (ISEP) pela leitura à primeira versão do manuscrito original. Um agradecimento especial ao Professor A. Diogo Pinto (IST, Lisboa) e ao Eng. C. Mendonça Arrais (ISEP, Porto) pela revisão crítica ao manuscrito.

Recibido:1/6/2005
Aceptado: 14/7/2005

REFERÊNCIAS

AL-HARTHI, A. A., (2001) A field index to determine the strengh characteristics of crushed aggregate *Bull. Eng. Geol. Environ.,* **60**:.193-200.

AFONSO, M. J. C.; CHAMINÉ, H. I.; TRIGO, F.; PINHO, P. & CAMPOS & MATOS, A. (1999). Estudo geológico e geotécnico de um talude de S. Romão–Lousado (Vila Nova de Famalicão, NW de Portugal). *Geologos, Revista Departamento de Geologia da Universidade do Porto*, **5**: 67-79.

BRADY, B. H. G. & BROWN, E. T. (1985). *Rock mechanics for underground mining*. George Allen & Unwin, London. 527 pp.

BROWN, E. T. (1991). Da teoria à prática em mecânica das rochas. *Ingenium, Revista da Ordem dos Engenheiros*, Ano IV (48): 9-29.

BRUM FERREIRA, A. (1978). Planaltos e montanhas do Norte da Beira: estudo de geomorfologia. *Memórias Centro Estudos Geográficos*, Lisboa, **4**: 1-374.

BRUM FERREIRA, A. (1979). Os mantos de alteração e o modelado das regiões graníticas: ideias recentes e orientações de pesquisa. *Finisterra*, Lisboa, **14** (28): 218-244.

CABRAL, J. (1995). Neotectónica em Portugal Continental. *Mem. Inst. Geol. Min.*, Lisboa, **31**: 1-256.

CABRAL, J. & RIBEIRO, A. (1988). *Carta neotectónica de Portugal Continental, escala 1/1000000*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.

CALADO, C. (2001). *A ocorrência de água sulfúrea alcalina no Maciço Hespérico: quadro hidrogeológico e quimiogénese*. Universidade de Lisboa. 462 pp. (tese de doutoramento).

CARVALHO, J. M. (1984). A metodologia de prospecção e pesquisa de águas subterrâneas em formações cristalinas e cristalofilinas portuguesas. In: *Volume d'Hommage au Géologue G. Zbyszewski.* Éd. Recherche sur les Civilizations, Paris. pp. 137-153.

CHAMINÉ, H. I. & GASPAR, A. F. (1995). Estudo da compartimentação de maciços rochosos pela técnica de amostragem linear. Aplicação a uma travessa da Mina de Carvão de Germunde. *Estudos, Notas & Trabalhos Inst. Geol. Min.*, Porto, 37: 97-111.

CHAMINÉ, H. I.; DIAS, A. G. & DINIS DA GAMA, C. (2001). Estudo geológico e geomecânico do maciço granítico de Lamoso (Paços de Ferreira, NW de Portugal). *Geociências, Rev. Univ. Aveiro*, **15**: 79-92.

CFCFF - Committee on Fracture Characterization and Fluid Flow (1996). *Rock fractures and fluid flow: contemporary understanding and applications*. National Research Council, National Academy Press, 568 pp.

CRUZ, J. V. & OLIVEIRA SILVA, M. (1991). Enquadramento geológico-estrutural das nascentes termominerais da região de Viseu. *Geolis*, Lisboa, **5** (1): 49-60.

DAVEAU, S. (1988). Comentários e actualizações ao *Regime do Rios por Orlando Ribeiro*. In: RIBEIRO, O., LAUTENSACH, H. & DAVEAU, S., Geografia de Portugal: o ritmo climático e a paisagem. Editor João Sá da Costa, Lisboa, **2**: 483-535.

DIAS, G.; NORONHA, F. & FERREIRA, N. [eds.] (2000). Variscan plutonism in the Central-Iberian Zone, Northern Portugal. *Eurogranites'2000 Field Meeting Guide Book*, UM/FCUP/IGM.

DINIS DA GAMA, C.; ARRAIS, C. & SANTOS, C. (1992). Dimensionamento racional de suportes em minas de carvão. *Geotecnia*, *Revista da Associação Portuguesa de Geotecnia*, Lisboa, **66**: 45-62.

FERRER, M. & GONZÁLEZ DE VALLEJO, L. [eds.] (1999). Manual de campo para la descripción y caracterización de macizos rocosos en afloramientos. *Publicaciones ITGE*, Madrid. 81 pp, 41 fotografías.

GSE - Geological Society Engineering Group Working Party Report (1995). The description and classification of weathered rocks for engineering purposes. *Quarterly Journal of Engineering Geology*, **28** (3): 207-242.

GONZÁLEZ DE VALLEJO, L. I.; FERRER, M.; ORTUÑO, L. & OTEO, C. [coords.] (2002). *Ingeniería geológica*. Prentice Hall, Madrid, 715 pp.

HOEK, E. (2000). *Practical rock engineering*. RocScience: Hoek's Corner, 313 pp.

HUDSON, J. A & PRIEST, S. D., 1983. Discontinuity frequency in rock masses. *Int. Jour. Rock Mech. Min. Sci. & Geom. Abstr.*, **20**: 73-89.

I.S.R.M. - International Society of Rock Mechanics (1978). Suggested methods for the quantitative description of discontinuities in rock masses. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geom. Abstr.,* **15** (6): 319-368.

ISRM - International Society of Rock Mechanics (1981). Basic geotechnical description of rock masses. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geom. Abstr.*, **18**: 85-110.

KATZA O.; RECHESA, Z. & ROEGIERSC J.-C. (2000). Evaluation of mechanical rock properties using a Schmidt Hammer. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, **37**: 723-728.

KAHRAMAN S. (2001). Evaluation of simple methods for assessing the uniaxial compressive strength of rock. *Int J Rock Mech Min. Sci.*, **38**: 981–94.

KAHRAMAN S.; FENER M. & GUNAYDIN O. (2002). Predicting the Schmidt hammer values of in-situ intact rock from core sample values. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, **39**: 395-399.

LAMAS, L. N. (1989). Estudo da compartimentação de maciços rochosos por uma técnica de amostragem linear e dos blocos formados pelas descontinuidades. Aplicação a uma galeria do Alto Lindoso. *3º Congresso Nacional Geotecnia, Sociedade Portuguesa de Geotecnia,* **3**: C33-C44.

LISBOA, J. V. & OLIVEIRA, D. (2003). Maciços graníticos de Antas–Matança e Esmolfe (Portugal): reconhecimento, caracterização e definição de áreas com potencialidade para exploração de granito ornamental. *Boletim Paranaense de Geociências*, UFPR, **52**: 19-40.

MEDEIROS, A. C.; PEREIRA, E. & MOREIRA, A. (1980). *Notícia explicativa da Carta Geológica de Portugal, à escala 1/50000, folha 9-D (Penafiel).* Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 46 pp.

MENDES, M. S. (2000). *Problemática ambiental e do ordenamento do território no Concelho de Penafiel.* Faculdade de Letras da Universidade do Porto. 453 pp. (Tese de mestrado)

MOTA & COMPANHIA, S.A. (2003). *Estudo do impacte ambiental do projecto de ampliação da pedreira n.º5612- Mimosa.* Relatório da Apubliambiente, Lisboa. 252 pp. (relatório inédito).

PALMSTRÖM, A. (1995). *RMi: a rock mass characterization system for rock engineering purposes.* University of Oslo, 400 p. (Tese de Doutoramento).

PALMSTRÖM A. & SINGH R. (2001). The deformation modulus of rock masses: comparisons between *in situ* tests and indirect estimates. *Tunnelling and Underground Space Technology*, **16** (3): 115-131.

PEACOCK, D. C. P.; HARRIS, S. D. & MAULDON, M. (2003). Use of curved scanlines and boreholes to predict fracture frequencies. *J. Struct. Geol.*, **25**: 109-119.

PEDROSA, M. Y. [coord.] (1999). *Notícia Explicativa da Carta Hidrogeológica de Portugal, na escala 1/ 200 000. Folha 1.* Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa. 70 pp. (+ 1 mapa).

PEREIRA, E.; RIBEIRO, A.; CARVALHO, G. S.; NORONHA, F.; FERREIRA, N. & MONTEIRO, J. H. [coords.] (1989). *Carta Geológica de Portugal, escala 1/200 000, Folha 1.* Serviços Geológicos de Portugal.

PEREIRA, J. (1985). *Caracterização geotécnica de maciços rochosos.* Universidade Nova de Lisboa. 404 pp. (Tese de mestrado).

PRIEST, S. D. (1993). *Discontinuity analysis for rock engineering.* Chapman and Hall, London. 473 pp.

PRIEST, S. D. & HUDSON, J. A. (1981). Estimation of discontinuity spacing and trace length using scanline surveys. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geom. Abstr.*, **18**: 183-197.

RIBEIRO, A. & CABRAL, J. (1992). Tectónica recente. In: PEREIRA, E. (Coord.). *Carta Geológica de Portugal na escala 1/200 000, Notícia Explicativa da Folha 1.* Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa. pp. 57.

ROCHA, M. (1981). *Mecânica das Rochas.* LNEC, Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Lisboa, 445 pp.

RSAEEP – Regulamento de Segurança e Acções para Estruturas de Edifícios e Pontes (2000). Regulamento de Segurança e Acções para Estruturas de Edifícios e Pontes (aprovado pelo decreto-lei nº235/83, de 31 de Maio). In: *Colecção Regulamentos, Porto Editora. Anexo III-Elementos para quantificação da acção dos sismos*, **4**: 87-96.

SANTOS PEREIRA, C. (2004). *A técnica de amostragem linear: aplicação ao estudo geotécnico e geomecânico do maciço granítico da pedreira da Mimosa (Cabeça Santa, Penafiel).* Departamento de Engenharia Geotécnica, Instituto Superior de Engenharia do Porto. 47 pp., 28 anexos (Relatório de Projecto/Estágio inédito).

SCHMIDT, E. (1951). A non-destructive concrete tester. *Concrete*, 59 (8): 34-35.

SOARES DE CARVALHO, G. (1992). Depósitos quaternários e cenozóicos indiferenciado. In: PEREIRA, E. (Coord.), Carta Geológica de Portugal na escala 1/200 000. Notícia Explicativa da Folha 1. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa. 47-50 pp.

SOUSA OLIVEIRA, C; SOUSA, M. L. & COSTA, A.C. (1999). Contribuição para a revisão da acção sísmica em Portugal Continental no contexto do Eurocódigo 8. In: *4º encontro Nacional de Sismologia e Engenharia Sísmica/2éme Rencontre en Génie Parasismique des Pays Méditerranées*, Simica'99, Faro, Algarve, pp. 153-164.

TERZAGHI, R. D. (1965). Sources of errors in joint surveys. *Geotechnique*, **15**: 287-304.

VIDAL ROMANI, J. R. & TWIDALE, C. R. (1999). Sheet fractures, other stress forms and some engineering implications. *Geomorphology*, **31** (1-4): 13-27.

Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe
Coruña. 2005. Vol. 30, pp. 57-74

ISSN: 0213-4497

Aplicação de sistemas ópticos na avaliação granulométrica de granitóides para produção de inertes: o caso da Pedreira de Malaposta (NW de Portugal)

Application of optical systems to the evaluation of size distributions in granitic rocks for aggregates production: Malaposta Quarry case study (NW Portugal)

PIZARRO, S.[1], GOMES, L.[1], DINIS DA GAMA, C.[2], LOPES, A.[3] & CHAMINÉ, H. I.[1,4]

Abstract

The current need for production cost reduction requires the analysis of all economic factors involved. As rock fragmentation is one of the most relevant aspects in the optimisation of production costs in mining, due to its direct effects on the costs of drilling a blasting, as well as on the economics of the subsequent unit operations, it seems essential to develop fragmentation evaluation and prediction. In recent years, many improvements on automation of size grading measurements have been achieved, particularly with image analysis systems and techniques. The purpose of these systems is to automate the process of data acquisition, because manual methods are unable to deal with large volumes of material to measure. With this work, a better understanding of image analysis methods for rock fragmentation studies is sought. Besides, the required theoretical background, a practical example is studied with the help of a computer program for the evaluation of fragmented rock blocks in a heap, upon the recording of photos by a digital camera. Thus, the applicability of this methodology to the optimisation of an aggregate production facility is made available, despite the anticipated knowledge of the fragmentation degree to be obtained in the blasts. The selected study area — Malaposta granitic rock quarry (Lourosa, NW Portugal, Iberian Massif) — is located in the vicinity of a regional megastructure, the Porto-Albergaria-a-Velha-Tomar shear zone. The regional and local structural geology and hydrogeotechnics features are also outlined in order to address an integrated geoengineering approach.

Key words: Rock fragmentation, blasting, structural geology, geotechnics, NW Portugal.

(1) Departamento de Engenharia Geotécnica, Instituto Superior de Engenharia do Porto (ISEP), Rua do Dr. António Bernardino de Almeida, 431, 4200-072 Porto, Portugal, Portugal. (E-mail: sap@isep.ipp.pt)
(2) Departamento de Minas e Georrecursos e Centro de Geotecnia, Instituto Superior Técnico (IST), Lisboa, Portugal.
(3) Departamento de Pedreiras, Irmãos Cavaco S.A., Vila da Feira, Portugal.
(4) Centro de Minerais Industriais e Argilas (MIA), Universidade de Aveiro, Portugal.

INTRODUÇÃO GERAL

Durante muito tempo o desmonte de rocha com explosivos era simplesmente direccionado para o destaque de volumes de rocha, sem atribuir qualquer importância à dimensão e forma do material desmontado. A crescente preocupação com as questões ambientais e de ordenamento territorial, bem como o aumento do interesse económico do material britado, relacionado com as suas aplicações mais nobres, como por exemplo, produção de betão, construção de estradas e obras públicas, ditou a sua utilização preferencial como matéria prima de construção. Na maioria dos casos, o objectivo final do desmonte é a disponibilização de matéria prima destinada a alimentar uma unidade de transformação. Os fragmentos produzidos pelo rebentamento devem ser não só compatíveis com o equipamento de carga disponível e possuirem calibres de fácil admissão no primário (*e.g.*, DINIS da GAMA, 1971, 1996a,b; ALLER & MOUZA, 1996; BHANDARI, 1996; FRANKLIN, 1996).

Em muitas situações é necessário produzir elevadas quantidades de blocos regulares de grande dimensão, como por exemplo, na construção de barragens ou em obras portuárias ligadas à construção de quebra-mares. A unidade industrial que vai desenvolver essa actividade deverá ser capaz de colocar no mercado o material de maior calibre produzido; caso contrário, os custos de fornecimento do enrocamento serão agravados pelo material que terá que rejeitar. Mesmo quando o objectivo principal da escavação é criar um vazio (*e.g.*, túnel ou poço), a operação de desmonte está intimamente ligada à preocupação de obter determinados calibres, devido à sua influência na velocidade de carga e na capacidade do equipamento de transporte. Se a fragmentação não for adequada irão ser suportados custos suplementares devido à menor eficiência do binário carga/transporte. Por último, quando se pretende produzir material fino, se a solução encontrada for orientada no sentido de produzir uma fragmentação grosseira na fase de desmonte, esta faz-se com agravamento dos custos, evidenciado pelo aumento da carga e perfuração específicas. Em todos estes casos, o grau de fragmentação influencia de forma decisiva a economia da exploração. Assim sendo, a previsão da fragmentação, em operações de desmonte de maciços rochosos apresenta-se um aspecto fundamental para a optimização destas operações (*e.g.*, DINIS da GAMA, 1971, 1988, 1996a,b; CHUNG & NOY, 1996; CHAVEZ *et al.*, 1996).

A previsão da fragmentação em operações de desmonte de maciços rochosos foi, desde sempre, um problema complexo (FRANKLIN & DUSSEAULT, 1992; FRANKLIN & MAERZ, 1996; FRANKLIN *et al.*, 1996; MOODLEY & CUNNINGHAM, 1996). Apesar dos esforços de vários grupos de investigação, tanto académicos como da indústria, verifica-se que certas questões fundamentais ainda não encontraram solução, como seja a possibilidade de formulação, num determinado maciço rochoso, de um diagrama de fogo que promova a sua fragmentação com um calibre pré-estabelecido, ou simplesmente alcançando uma dimensão pretendida para os fragmentos, especialmente na sua fracção mais graúda. Assim, o desmonte com explosivos constitui a primeira etapa do processo de fragmentação global das rochas, sendo seguido geralmente pela britagem e a granulação (e, em alguns casos, a moagem) até que se atingam calibres compatíveis com a transformação desejada. Na prática, considera-se que a eficácia da operação de desmonte com explosivos é medida, entre outros aspectos, pela ausência de fragmentação secundária. O estabelecimento *a priori* de um critério de optimização (i.e., em termos de minimização dos custos totais), função do grau de fragmentação óptimo (*i.e.*, atingir um tamanho máximo dos blocos), que corresponderá ao custo total mínimo, contribuirá, assim, para a optimização dos objectivos da produção (DINIS da GAMA, 1971).

AVALIAÇÃO DA FRAGMENTAÇÃO EM MACIÇOS ROCHOSOS

Ao vocábulo *fragmentação* é dado um sentido tão lato que pode significar desde *"limites de quebra"* à *"percentagem de material acima ou abaixo de um determinado calibre"* (FRANKLIN, 1996). O primeiro passo a estabelecer, quando se fala em resultado da fragmentação, será definir quais os calibres mais importantes. Desta forma, do ponto de vista económico, as fracções mais adequadas são normalmente classificadas como: calibre fino, calibre médio e calibre grosseiro (CUNNINGHAM, 1996a,b). A optimização de qualquer operação de desmonte com explosivos requer o conhecimento prévio do grau de frac-

turação natural no intuito de definir a compartimentação do maciço rochoso, ou seja, da caracterização geológico-estrutural e geotécnica do maciço (ROCHA, 1981).

O grau de fragmentação do material desmontado interfere na eficiência e no custo das operações subsequentes, sendo, também, directamente afectado pelo esquema de perfuração e pela quantidade de explosivos consumidos (DINIS da GAMA, 1971). A partir do conhecimento do grau de fragmentação óptimo (ou tamanho máximo dos blocos), correspondente ao custo total mínimo, deve-se planear o diagrama de fogo de modo que este se aproxime o mais possível do critério de optimização do desmonte, ou seja à minimização dos custos totais (fig. 1). A quantificação da fragmentação em grande escala é uma tarefa extremamente difícil. O único método inteiramente quantitativo de previsão da fragmentação é a crivagem de toda a massa de material fragmentado. Contudo, isto é impraticável à escala da produção. Comparativamente, não existe nenhum método fiável e economicamente praticável de avaliação quantitativa da fragmentação num ambiente de produção, embora em algumas instalações de britagem primária existam crivos de *"scalping"* que permitem avaliar a composição granulométrica dos fragmentos. Qualquer estimativa numérica atribuída ao material fragmentado afectará o projecto e optimização do diagrama de fogo.

Para se conseguir uma avaliação global, devem ser analisados os seguintes aspectos (DINIS da GAMA, 1971; MOODLEY & CUNNINGHAM, 1996):

- fragmentação e empolamento da pilha de material desmontado;
- geometria, altura e deslocamento da pilha;
- estado do maciço remanescente e da soleira da bancada;
- presença de blocos na pilha;
- vibrações, projecções e ruído produzidos.

Para além da classificação granulométrica do material da pilha na instalação de tratamento, não existe mais nenhum método que permita uma avaliação quantitativa fiável da fragmentação. A distribuição granulométrica é uma ferramenta básica no processo de optimização do rebentamento, uma vez que é o único meio de comparação da fragmentação obtida, quando se faz o estudo da influência dos diferentes parâmetros do diagrama de fogo sobre a dita fragmentação.

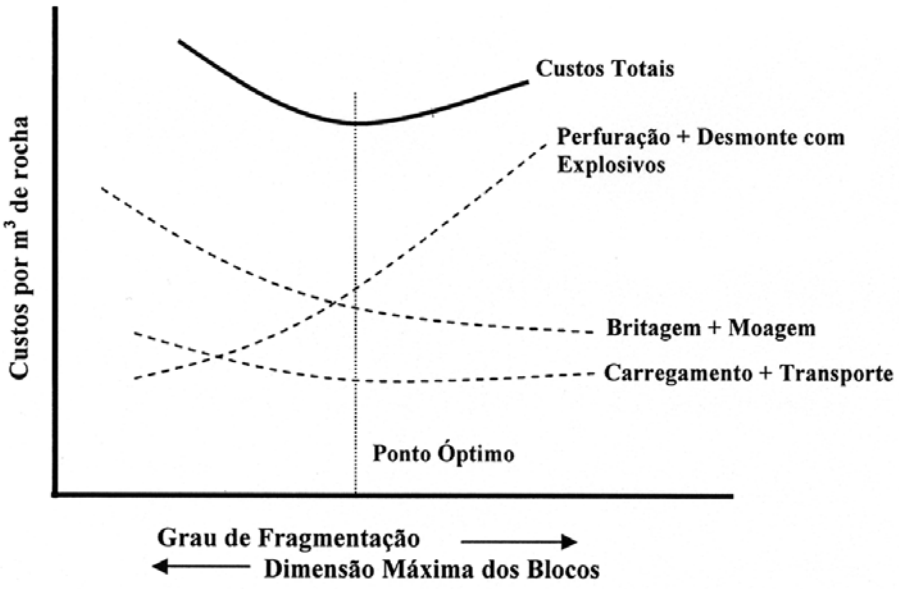


Fig. 1. Critério de optimização do desmonte em função do grau de fragmentação (adaptado de DINIS da GAMA, 1971).

Devido aos elevados custos e tempo gasto para se conseguir uma curva completa da distribuição granulométrica, são utilizados em operações de desmonte os seguintes métodos aproximados (fig. 2): i) análise qualitativa visual; ii) métodos fotográficos; iii) métodos fotogramétricos; iv) fotografia de alta velocidade; v) estudo de produtividade do equipamento de carga; vi) volume de material submetido a rebentamento secundário; vii) encravamento do britador primário; viii) crivagem; ix) análise de imagens por computador.

Os métodos modernos de análise de imagens usam "hardware" e "software" sofisticado para quantificar os aspectos geométricos com imagens a duas dimensões, como sejam a área, número, perímetro, forma, dimensão e orientação. Contudo, ainda subsistem alguns problemas não totalmente resolvidos, como, por exemplo, a definição precisa dos contornos, a correcção de erros devidos à sobreposição dos fragmentos, etc. (DINIS da GAMA, 1984; KUSZMAUL, 1987; DINIS da GAMA & JIMENO, 1993; LACUBE *et al.*, 1993; PALANGIO & FRANKLIN, 1996; MAERZ *et al.*, 1996).

MATERIAL E MÉTODOS

A avaliação da fragmentação não é mais do que a estimativa da população de fragmentos na pilha de escombro (*e.g.*, DINIS da GAMA, 1984; KONYA & WALTER, 1990; DOWNS & KETTUNEN, 1996; WANG & STEPHASSON, 1996). Para o efeito, foram tiradas fotografias e atribuídas as imagens dos fragmentos individuais na fotografia a um dado calibre, que é combinado com os outros cali-

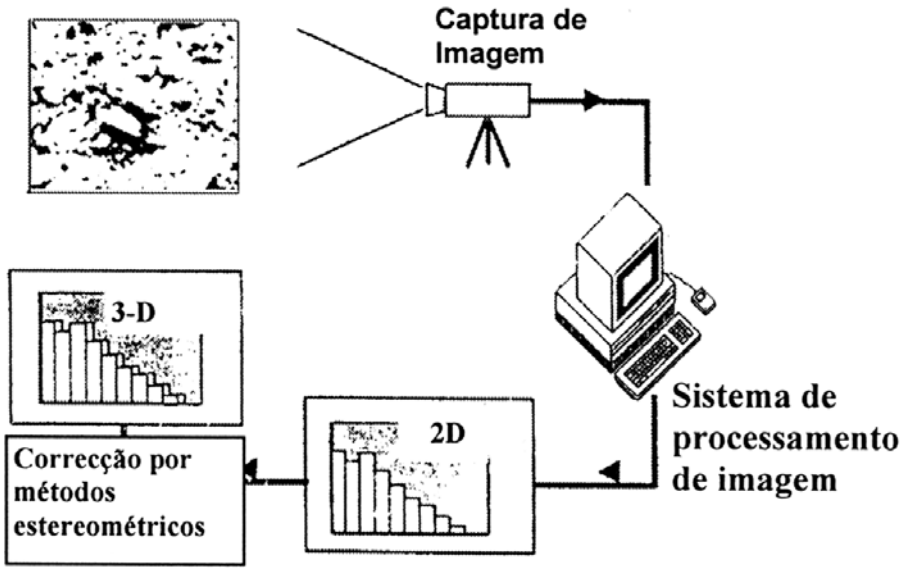


Fig. 2. Análise da fragmentação por processamento automático de imagens (adaptado de JIMENO et al., 1995).

bres da mesma fotografia para criar uma única amostra da distribuição da população total. Desta forma, cada fotografia fornece uma amostra da distribuição de calibres do material da pilha.

O programa informático *"GoldSize"* foi desenvolvido para uma plataforma 'Microsoft *Windows'* e permite estimar a dimensão de determinados objectos a partir de fotografias (GOLDSIZE, 1996). Este programa tem vindo a ser utilizado principalmente na estimativa das distribuições de calibres resultantes da fragmentação (DINIS da GAMA & JIMENO, 1993; KLEINE & CAMERON, 1996; MAERZ & NORBERT, 1996). Alguns dos seus módulos, como por exemplo a correcção de finos

para estimar a quantidade de material demasiadamente pequena para ser observada, são específicos para a análise da fragmentação. Igualmente, os calibres existentes no programa são, por defeito, ajustados empiricamente para coincidirem com os resultados obtidos quando os fragmentos são crivados.

O modelo de *Kuz-Ram* (FRANKLIN, 1996) para a previsão da fragmentação foi também incluído no programa de forma a que a distribuição da fragmentação medida pudesse ser comparada com a distribuição prevista e os parâmetros da fragmentação ajustados sob a forma de um modelo de calibração. Desta forma, uma técnica de previsão calibrada é combinada com a ferramenta de medição, o que permite melhorar grandemente o ciclo de optimização do desmonte. O processo de medição de calibres é realizado, fundamentalmente, em quatro passos: i) obtenção de fotografias do material fragmentado de forma a que uma grande franja de calibres possa ser identificada e seja obtida uma amostra de material estatisticamente aceitável; ii) digitalização dos objectos conseguida através do contorno dos objectos com o auxílio do rato do computador; iii) dimensionamento da imagem; iv) cálculo dos calibres baseado no comprimento do objecto.

Uma vez que não é possível dimensionar todos os fragmentos, a análise da fragmentação requere uma avaliação geoestatística dos resultados. A versão corrente do *"GoldSize"* utiliza uma definição manual de contorno. O olho humano pode facilmente identificar os fragmentos de rocha e o operador faz a traçagem à volta do fragmento usando o cursor guiado pelo rato. É um sistema relativamente simples para contornar os fragmentos que necessita, aproximadamente, de 10 a 15 minutos por fotografia a analisar. Muito embora esta técnica seja extremamente morosa é também, de acordo com vários autores (VOGT & ABBROCK, 1993; PALANGIO & FRANKLIN, 1996; WANG *et al*., 1996), aquela que em condições de incerteza e luminosidade variável, demonstrou ser a mais precisa.

Escala

No *"GoldSize",* cada imagem tem dois sistemas de coordenadas, normalizado e escalado. A coordenada normalizada é relativa à largura e altura da imagem. A coordenada (0,0) está no topo superior esquerdo e a coordenada (1,1) no canto inferior direito. Esta escala é independente da proporção da imagem. Assume-se, contudo, que a imagem em si não está distorcida. Armazenando todos os elementos de informação usando coordenadas normaliza-das é possível aplicar a mesma escala sobre mais do que uma amostra, por exemplo, para amostragem contínua em correias transportadoras ou, então, para ajustar a escala de uma amostra independente-mente dos contornos dos fragmentos, para porven-tura corrigir um erro do operador. O *"GoldSize"* aplica uma transformação simples para converter coordenadas normalizadas em coordenadas escala-das, em metros. A transformação considera que a superfície da rocha na fotografia permanece, apro-ximadamente, num plano a três dimensões e que esse plano pode estar inclinado em relação ao plano da imagem, a não ser que o plano da imagem seja paralelo ao plano da rocha, logo, esta escala não é linear.

Classificação por calibres

A medição do tamanho de um único fragmento a partir do seu contorno requer a definição prática da dimensão do fragmento. Para validação com uma técnica mais estável de classificação, o *"GoldSize"* define o tamanho do fragmento como sendo a sua largura, uma vez que a largura do fragmento se correlaciona mais estreitamente com o comportamento verificado na crivagem. O processo utilizado para a determinação da largura de cada fragmento escala cada ponto do contorno normalizado em coordenadas reais usando as equações de escala. Os pontos reais do contorno são rodados segundo pequenos incrementos angulares procurando o ângulo segundo o qual a extensão ao longo do eixo horizontal (eixo dos XX') é mínimo (fig. 3) . Esta largura mínima projectada é usada para classificar o fragmento. Os lotes de calibres são baseados numa escala geométrica, determinando-se o número de lotes entre dois calibres. Para acomodar os fragmentos menores ou maiores do que esses limites, o "Zero" e o "Infinito" são sempre definidos.

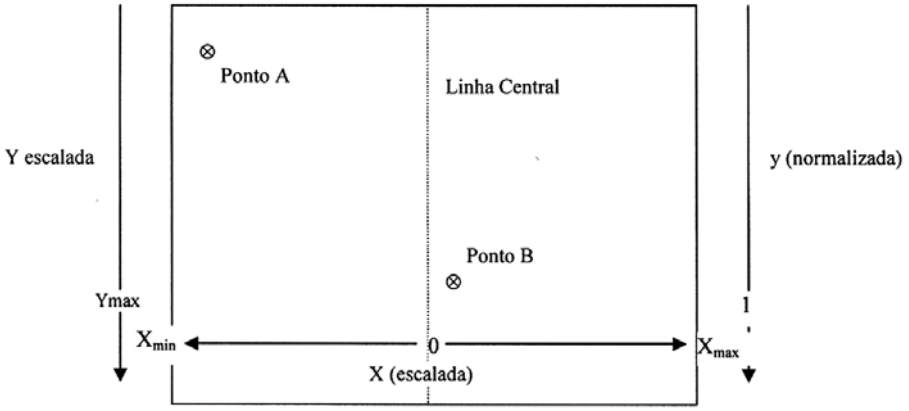


Fig. 3. Coordenadas normalizadas e escaladas (adaptado de KLEINE & CAMERON, 1996).

Fig. 4. Panorâmica do maciço rochoso da pedreira da Malaposta (A) e um exemplo de amostragem dos fragmentos do material-rocha gnáissico (B).

O MACIÇO DA MALAPOSTA: UMA ABORDAGEM DA GEOENGENHARIA

Generalidades

O objectivo do trabalho de campo realizado na pedreira da Malaposta foi a avaliação da aplicabilidade da metodologia na gestão de uma empresa de produção de britas, através do conhecimento antecipado do grau de fragmentação conseguido, utilizando um determinado diagrama de fogo, bem como o conhecimento da compartimentação do maciço rochoso em termos do estado da fracturação. A pedreira denominada de *Malaposta*, da empresa IRMÃOS CAVACO S.A., fica situada no lugar do mesmo nome, na freguesia de S. Jorge, concelho de Santa Maria da Feira, distrito de Aveiro (NW Portugal). O material-rocha da pedreira é um granitóide de boa qualidade geotécnica, quer para a produção de britas, quer para ser usado como enrocamento (fig. 4).

Enquadramento geológico regional

A região entre Porto e Albergaria-a-Velha insere-se numa complexa faixa de cisalhamento, com orientação média NNW–SSE, que se prolonga desde o Porto (Foz do Douro) até Tomar sendo designada por faixa de cisalhamento de Porto–Coimbra–Tomar (*e.g.*, GAMA PEREIRA, 1987; DIAS & RIBEIRO, 1993; CHAMINÉ, 2000;

CHAMINÉ *et al.*, 2003). Esta faixa é constituída por uma série de unidades tectonoestratigráficas do Proterozóico médio-superior ao Paleozóico superior (CHAMINÉ *et al.*, 2003), fazendo parte do Maciço Ibérico, estando tradicionalmente inserida na Zona de Ossa-Morena (RIBEIRO *et al.*, 1990; CHAMINÉ *et al.*, 2003).

O afloramento crítico de Souto Redondo (Lourosa) — Pedreira da Malaposta (fig. 5) — inclui-se na unidade tectonoestratigráfica de Lourosa (CHAMINÉ, 2000). A unidade de Lourosa é constituída por rochas metamórficas de alto grau, designadamente, migmatitos, ortognaisses, micaxistos e anfibolitos. Esta unidade foi dividida em dois membros, inferior e superior, consoante o predomínio, respectivamente, de migmatitos e anfibolitos (CHAMINÉ *et al.,* 2003).

Constrangimentos geológicos, geotécnicos e geomecânicos

Na Pedreira da Malaposta é possível diferenciar no terreno os seguintes litótipos, a saber (FREIRE de ANDRADE, 1938/40; CHAMINÉ *et al.*, 1996, 2001; CHAMINÉ, 2000): i) granitóides gnáissicos moscovíticos de grão médio a fino; ii) ortognaisses (*s.l.*); iii) milonitos e/ou ultramilonitos; iv) micaxistos, paragnaisses e migmatitos. Os encraves, de natureza metassedimentar, são escassos. Todos os litótipos referidos são recortados por um sistema de filões quartzosos com sulfuretos (nomeadamente, pirite e arsenopirite) com direcção geral ENE-WSW a NE-SW e subverticais. Foram registadas zonas de cisalhamento dúcteis de movimentação direita, com direcção tectónica para o quadrante NW. A Pedreira da Malaposta encontra-se muito fracturada, sendo esta fracturação traduzida por um apertado e intenso diaclasamento dos distintos litótipos, destacando-se uma família de diaclases de orientação NNW-SSE, subvertical. Muitas das falhas observadas, de direcção NW-SE, resultam da reactivação destas descontinuidades, gerando, por vezes, intenso esmagamento e argilitização, principalmente nos litótipos granitóides de grão médio a fino.

O gnaisse biotítico da Pedreira da Malaposta apresenta uma cor azulada e/ou branca-amarelada e uma granularidade média a grosseira. Em termos petrográficos o material-rocha apresenta uma mineralogia essencial que consta de quartzo, plagioclase (oligoclase) e biotite. O quartzo é xenomórfico de tamanho médio, muito suturado e quando intercrescido com feldspato potássico constitui a matriz de recristalização; os fenoclastos de plagioclase (oligoclase, An_{15}) podem integrar a matriz ou constituir intercalações de bandas de recristalização de plagioclase denotando-se frequentemente a reacção desta com o quartzo formando mirmequites; a matriz é de natureza microcristalina, ocorrendo também microclina, muito suturada, com quartzo e mesmo constituindo fenocristais que incluem poiciliticamente todos os minerais; a biotite encontra-se muitas vezes cloritizada. Acessoriamente é constituído por clorite, moscovite, granada, apatite e zircão (CHAMINÉ *et al.*, 1996, 2001; CHAMINÉ, 2000). O granitóide biotítico de Malaposta classifica-se, segundo BARBARIN (1999), como peraluminoso do tipo CPG (*"cordierite-bearing and biotite-rich peraluminous granitoids"*; *i.e.*, $A/CNK \sim 1.3, FeO_{TOTAL}/(FeO_{TOTAL}+MgO) < 0.8$) e, na classificação químico-mineralógica (La ROCHE *et al.* 1980) projecta-se no domínio dos granodioritos (CHAMINÉ *et al.*, 2001). Estes materiais geológicos ortoderivados foram datados radiometricamente, pelo método de U/Pb (CHAMINÉ *et al.*, 1998; CHAMINÉ, 2000) conferindo uma idade aos gnaisses biotíticos da pedreira da Malaposta de *ca.* 419 Milhões de anos (Ma). O estu-do geocronológico permitiu, ainda, estimar a insta-lação dos granitóides, tanto a idade mínima como a idade máxima, em 420 Ma e 460 Ma, respectivamente.

A caracterização geotécnica e geomecânica do maciço da Malaposta pode ser avaliada com base nos seguintes parâmetros, a saber (PIZARRO, 1999): i) a densidade média do material gnáissico é 2.64; ii) módulo de Young (*E)* 63.4 GPa; iii) uma resistência à compressão (*Co*) de 211.7 MPa. Os valores considerados relativamente ao estado da fracturação do maciço (com atitude média das diaclases de N20ºW;80ºNE e, um espaçamento médio 1.2m) e a dimensão máxima dos blocos antes do rebentamento (S_b= 3.0m).

Resultados e discussão

O primeiro passo para a avaliação da distribuição granulométrica é a documentação da pilha de material desmontado através de um sistema de aquisição de imagens. A amostragem foi feita por meio

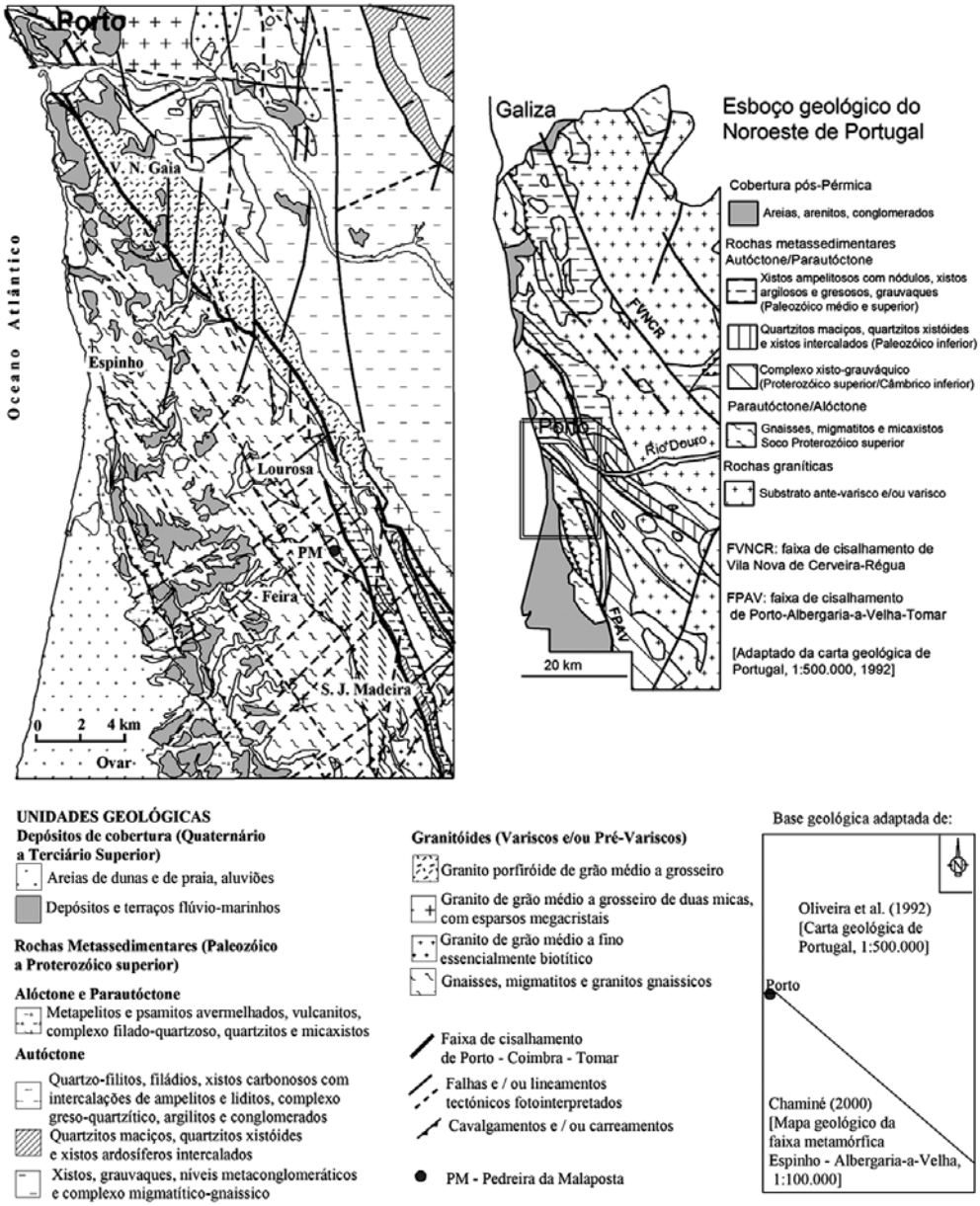

Porto
V. N. Gaia
Oceano Atlântico
Espinho
Lourosa
PM
Feira
S. J. Madeira
Ovar
0 2 4 km
Galiza
Esboço geológico do Noroeste de Portugal
Cobertura pós-Pérmica
Areias, arenitos, conglomerados
Rochas metassedimentares
Autóctone/Parautóctone
Xistos ampelitosos com nódulos, xistos argilosos e gresosos, grauvaques (Paleozóico médio e superior)
Quartzitos maciços, quartzitos xistóides e xistos intercalados (Paleozóico inferior)
Complexo xisto-grauváquico (Proterozóico superior/Câmbrico inferior)
Parautóctone/Alóctone
Gnaisses, migmatitos e micaxistos Soco Proterozóico superior
Rochas graníticas
Substrato ante-varisco e/ou varisco
FVNCR: faixa de cisalhamento de Vila Nova de Cerveira-Régua
FPAV: faixa de cisalhamento de Porto-Albergaria-a-Velha-Tomar
[Adaptado da carta geológica de Portugal, 1:500.000, 1992]
FVNCR
Rio Douro
FPAV
20 km
UNIDADES GEOLÓGICAS
Depósitos de cobertura (Quaternário a Terciário Superior)
Areias de dunas e de praia, aluviões
Depósitos e terraços flúvio-marinhos
Rochas Metassedimentares (Paleozóico a Proterozóico superior)
Alóctone e Parautóctone
Metapelitos e psamitos avermelhados, vulcanitos, complexo filado-quartzoso, quartzitos e micaxistos
Autóctone
Quartzo-filitos, filádios, xistos carbonosos com intercalações de ampelitos e liditos, complexo greso-quartzítico, argilitos e conglomerados
Quartzitos maciços, quartzitos xistóides e xistos ardosíferos intercalados
Xistos, grauvaques, níveis metaconglomeráticos e complexo migmatítico-gnaissico
Granitóides (Variscos e/ou Pré-Variscos)
Granito porfiróide de grão médio a grosseiro
Granito de grão médio a grosseiro de duas micas, com esparsos megacristais
Granito de grão médio a fino essencialmente biotítico
Gnaisses, migmatitos e granitos gnaissicos
Faixa de cisalhamento de Porto - Coimbra - Tomar
Falhas e / ou lineamentos tectónicos fotointerpretados
Cavalgamentos e / ou carreamentos
PM - Pedreira da Malaposta
Base geológica adaptada de:
Oliveira et al. (1992) [Carta geológica de Portugal, 1:500.000]
Porto
Chaminé (2000) [Mapa geológico da faixa metamórfica Espinho - Albergaria-a-Velha, 1:100.000]

Fig. 5. Enquadramento geológico regional da Pedreira da Malaposta, na faixa de cisalhamento de Porto–Albergaria-a-Velha–Tomar (adaptado de CHAMINÉ, 2000).

de uma câmara digital munida de um monitor de cristais líquidos, *Casio QV-100*. A amostragem fotográfica, muito embora pareça ser uma tarefa extremamente simples, mostrou ser difícil devido à obrigatoriedade, muitas vezes impossível, de conciliar o horário dos rebentamentos com as condições atmosféricas.

De acordo com o objectivo do trabalho, foi feita uma amostragem fotográfica da pilha de material em seis frentes de desmonte diferentes, consideradas como sendo um número razoável para posterior análise, as quais foram realizadas imediatamente após o rebentamento e antes de qualquer operação de remoção. Assim, e em conformidade com a configuração da pilha, extensão, tipo de granulometria e principalmente da acessibilidade da mesma, foram feitas tantas fotografias quanto possível. Tentou-se que a superfície da pilha fosse amostrada na sua totalidade através de fotografias feitas de forma sequencial ao longo do comprimento de toda a frente desmontada.

Salienta-se ainda que a tentativa de tomada de fotografias de secções da pilha, durante a operação de remoção, tendo-se verificado, no entanto, grandes dificuldades devido às paragens que tal implicava na operação de carga. Convém referir que, durante o período em que foi feita a amostragem a empresa estava interessada em produzir, para além de material que iria alimentar a instalação de britagem, material de grande dimensão para enrocamento, o que se reflectiu na distribuição granulométrica medida através das fotografias. Incluiu-se, em cada fotografia, um objecto de dimensões conhecidas, mais especificamente uma *bola de basquete* (diâmetro considerado 250 mm), para servir como elemento de referência de escala.

Após a obtenção de fotografias do material desmontado, estas foram copiadas por meio de um programa de transferência de dados, o *QV-Link*, para um programa informático de tratamento de imagem, o que permitiu que as fotografias fossem retocadas em termos de cor, luminosidade e contraste, de forma a melhorar a capacidade para distinguir os fragmentos na imagem; cada imagem foi, posteriormente, convertida num ficheiro *bitmap*.

Na fase de tratamento das fotografias através do programa *GoldSize*, os passos dados até à criação do gráfico final da distribuição granulométrica foram os seguintes:

criação dum projecto para cada grupo de fotografias de cada desmonte, referenciados por *Desm1,2,3…,6* (quadro 1). Cada imagem foi considerada uma amostra pertencente ao projecto (e às quais foram atribuídas as designações P, Q, R, S, T, V, de acordo com o projecto);

para escalar a imagem, foi digitalizado um objecto previamente conhecido (neste caso, uma *"bola de basquete"*), referindo a sua máxima dimensão. Este procedimento levou à criação dum ficheiro, único para cada imagem, de extensão ".dig".

o passo seguinte consistiu no contorno das partículas mais relevantes da imagem e em cada imagem visualizada foram distinguidas todas as partículas possíveis. Ao ficheiro criado que continha a digitalização dos fragmentos na imagem foi denominado de ficheiro de digitalização (fig. 6). Este tipo de ficheiros continham os polígonos de todas as partículas na imagem bem como a informação sobre a escala da amostra. Essa informação, foi utilizada durante o processo de cálculo dos calibres para converter as coordenadas da imagem em coordenadas reais, conforme referido anteriormente.

a colecção de ficheiros digitalizados, designada por família, foi processada e combinada para produzir as distribuições granulométricas, de acordo com o método de estimação escolhido.

Os valores introduzidos no programa, relativos à classificação granulométrica, encontram-se resumidos no quadro 2. Após várias combinações de valores dos parâmetros introduzidos, verificou-se que os três primeiros valores não influenciam grandemente os resultados. Pelo contrário, verificou-se que a escolha dos valores adequados para a classificação granulométrica é crítica para os resultados.

O *GoldSize* apresenta quatro métodos diferentes de estimativa para a distribuição granulométrica do material fragmentado. A estimativa simples, que se baseia na contagem de cada partícula digitalizada no lote próprio, sendo o resultado convertido numa distribuição por peso. Uma outra estimativa, mais adequada que a anterior, aplica um algoritmo de busca para encontrar a distribuição de *Rosin-Rammler*, estimando com maior aproximação os calibres observados em cada amostra. Através desta técnica podem ser encontrados os parâmetros de *Rosin-Rammler*, nomeadamente, o calibre característico e o índice de uniformidade. Estas estimativas podem ser visualizadas graficamente, sob a forma de histogramas ou curvas de percentagens acumuladas (fig. 7). Uma vez que a apresentação de todos os

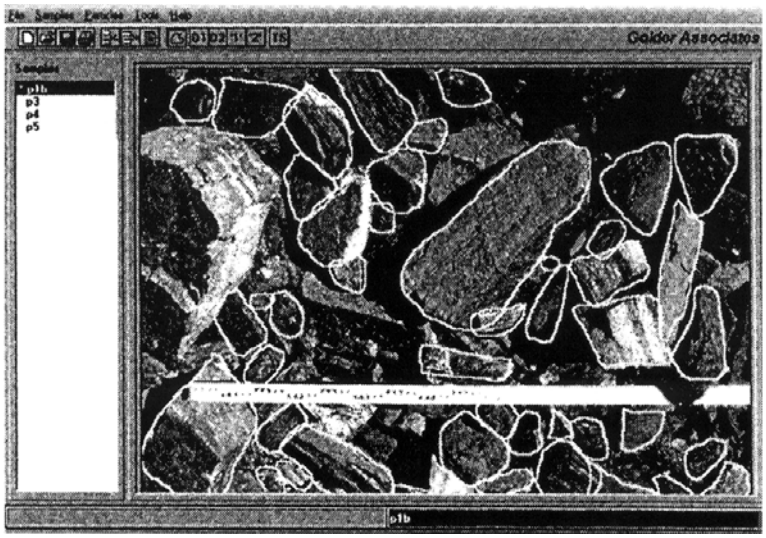


Fig. 6. Exemplo do contorno dos fragmentos (adaptado de KLEINE & CAMERON, 1996).

resultados dos projectos realizados seria exaustiva, optou-se por apresentar todas as formas de visualização gráfica de apenas um dos exemplos, o projecto referenciado como *"Desm5"* (quadro 3).

Os histogramas apresentam a distribuição granulométrica por percentagem de peso dos fragmentos em cada lote de calibres. As curvas acumulativas representam a percentagem de passados por peso em cada calibre. Uma outra forma de apresentar a distribuição granulométrica aplica um algoritmo simples de correcção de finos para aumentar a quantidade de material fino abaixo de um calibre pré-definido. Esta correcção tenta minimizar a dificuldade existente, em qualquer sistema deste tipo, de definição e posterior quantificação do material demasiadamente pequeno para ser detectado pela resolução do programa. Para além destas representações individuais da distribuição granulométrica, foi possível combinar os vários modos de visualização, de forma a obtermos um meio de comparação entre as várias curvas ou histogramas e que fosse de fácil interpretação. Apresentam-se, (fig. 7) exemplos dessas combinações: a curva da distribuição de *Rosin-Rammler* em combinação com a curva da amostra medida e uma combinação entre a distribuição granulométrica conseguida pela medição da fragmentação através das fotografias e a previsão da distribuição granulométrica segundo o modelo de Kuz-Ram, a partir dos parâmetros do diagrama de fogo introduzidos.

É possível ter uma ideia da diferença entre o resultado obtido e o previsto, através de três dos quatro métodos disponíveis para estimar a distribuição granulométrica, fazendo uma combinação de três curvas: fragmentação medida, fragmentação prevista pelo modelo de *Kuz-Ram* e fragmentação prevista pela distribuição de *Rosin-Rammler*. A informação acerca de um determinado projecto e das amostras seleccionadas, pode ser impressa sob a forma de listagens tabulares de valores numéricos, incluindo os valores instantâneos e acumulativos e os calibres correspondentes.

Apesar da variabilidade das condições que se verificam "in situ", principalmente a nível da compartimentação do maciço nos diversos desmontes onde foi feita amostragem fotográfica, e cuja avaliação não se encontra no âmbito deste trabalho, verificou-se que existe uma concordância razoável entre os resultados obtidos. Esta concordância parece dever-se principalmente à adopção de diagramas de fogo similares e de o mesmo tipo de explosivo. Assinale-se que os desmontes amostrados foram realizados tendo em vista a produção de grandes blocos para enrocamento, o que se reflectiu na

Projecto	Nº de fotografias	Amostras	Nº Partículas
Desmonte1	7	P1	41
		P2	54
		P3	33
		P4	47
		P5	58
		P6	35
		P7	27
Desmonte1	7	Q1	30
		Q2	41
		Q3	41
		Q4	40
		Q5	33
		Q6	31
		Q7	28
Desmonte 3	5	R1	231
		R2	79
		R3	69
		R4	68
		R5	129
Desmonte 4	4	S1	38
		S2	46
		S3	35
		S4	75
Desmonte 5	4	T1	103
		T2	185
		T3	135
		T4	54
Desmonte 6	5	V1	92
		V2	67
		V3	93
		V4	55
		V5	85

Quadro 1. Amostragem fotográfica efectuada na Pedreira da Malaposta (PIZARRO, 1999).

curva de distribuição granulométrica dos fragmentos medidos na fotografia, com predominância de grandes calibres.

Verificou-se, (CUNNINGHAM 1996a,b) que a curva de *Rosin-Rammler* era na generalidade reconhecida como uma descrição razoável do calibre médio da fragmentação, tanto para material britado como para o resultante do rebentamento. De acordo com os valores obtidos através do programa *GoldSize*, utilizando a estimativa de *Rosin-Rammler*, verificou-se que estes, em geral, são da mesma ordem de gran-deza.

O parâmetro *Xc* representa um ponto da curva de *Rosin-Rammler*, o valor do calibre médio, o qual pode ser calculado através da equação de Kuznetsov. O parâmetro *n* determina a curva de distribuição granulométrica, significando que quanto maior for o valor de *n* maior é a uniformidade da fragmentação e, pelo contrário, o seu decréscimo reflecte uma maior quantidade de finos bem como a existência de blocos na pilha (quadro 4).

Objectivo	
Calibre máximo ("over size")	2,00 m
Calibre óptimo	1,00 m
Calibre inferior ("under size")	0,50 m
Classificação Granulométrica	
Factor de Conversão	2.2
Relação de crivagem	1.4
Calibre de correcção de finos	0,02 m
Número de lotes	50
Calibre superior	2,00 m
Calibre inferior	0.01 m

Quadro 2. Valores introduzidos no programa GoldSize (PIZARRO, 1999).

Lote	**Nº de Partículas Digitalizadas**				**Total**	**% Passados**
(mm)	**T1**	**T2**	**T3**	**T4**		
0-50	4	15	27	5	51	10,69
50-100	31	72	51	15	169	35,43
100-200	51	77	45	20	193	40,46
200-500	15	21	11	14	61	12,79
>500	2	0	1	0	3	0,63
TOTAL	103	185	135	54	477	100,00

Quadro 3. Resultados da análise granulométrica relativos ao projecto Desm5 (PIZARRO, 1999).

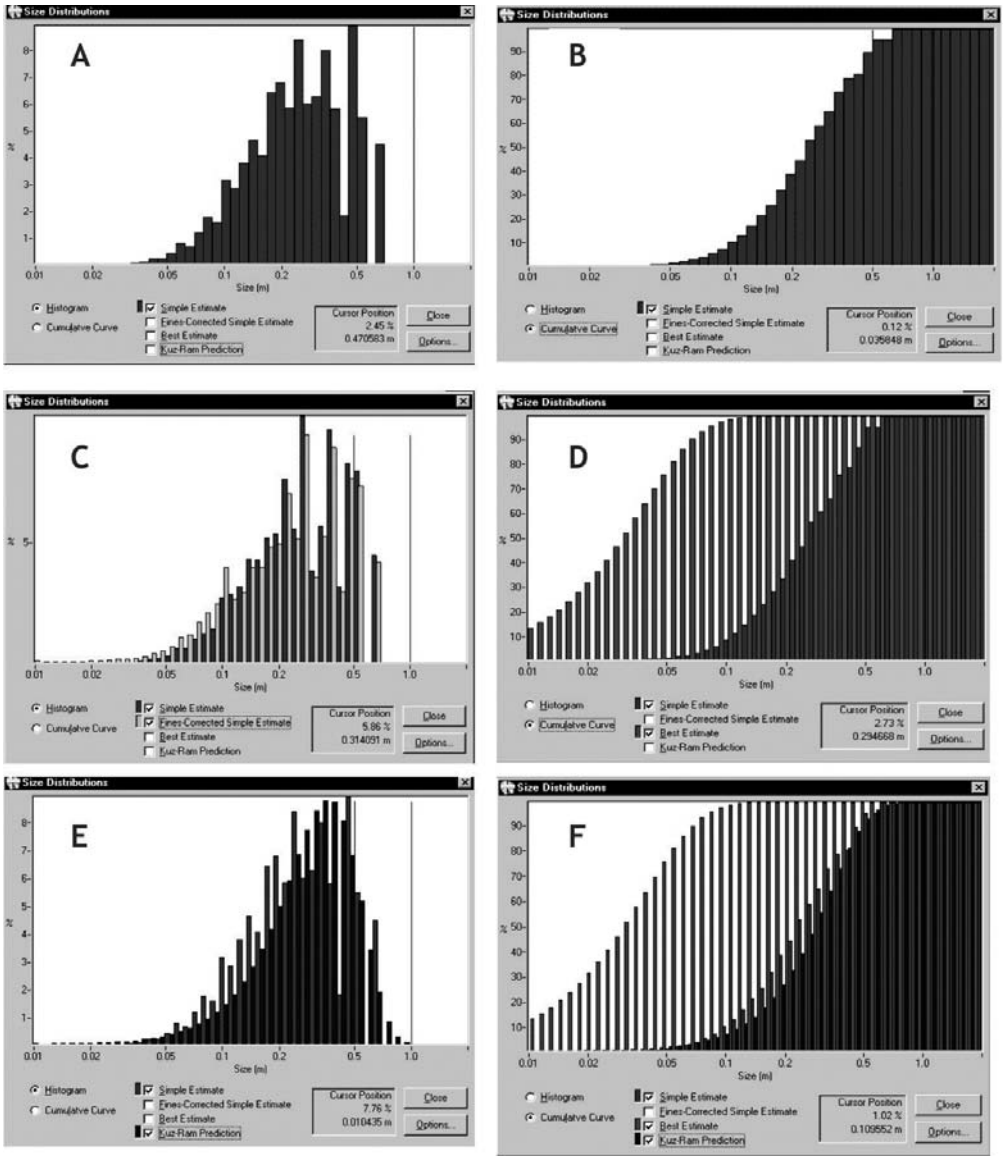


Fig. 7. A) Histograma da distribuição granulométrica das partículas digitalizadas do desmonte de uma frente; B) Curva de distribuição granulométrica das partículas digitalizadas do desmonte de uma frente. C) Histograma da distribuição granulométrica com correcção de finos; D) Curva de simulação da distribuição granulométrica de Rosin-Rammler; E) Combinação de dois histogramas; F) Visualização das três formas de apresentação gráfica da distribuição granulométrica.

Amostra	Xc	N
Desmonte 1	4,57623E-02	1,4769
Desmonte 2	3,02539E-02	1,5184
Desmonte 3	3,75006E-02	1,4955
Desmonte 4	0,86240E-02	1,2397
Desmonte 5	3,68688E-02	1,5083
Desmonte 6	3,54732E-02	1,5016

Quadro 4. Parâmetros de Rosin-Rammler (PIZARRO, 1999).

CONCLUSÕES

Com o presente trabalho pretendeu-se contribuir para um melhor conhecimento das técnicas de análise de imagens, aplicando-as ao estudo e optimização dos diagramas de fogo em maciços rochosos com um estado de fracturação complexo. Do exposto resultam como aspectos mais importantes, os seguintes:

Os estudos da fragmentação são importantes no projecto dos diagramas de fogo para optimização do rendimento de uma exploração com uma geologia complexa, como é o caso da Pedreira de Malaposta;

O estudo da fragmentação por análise fotográfica, apoiada por levantamentos geológico-geotécnicos de pormenor do maciço, é uma técnica interessante uma vez que é a que causa menor perturbação nas actividades de rotina de produção;

A metodologia abordada é uma boa ferramenta, no que diz respeito à comparação de distribuições granulométricas medidas em ambientes de rebentamento similares, levando a modelos de predição para a diminuição da utilização de crivagem, trabalhosa e onerosa, com o objectivo de obtenção da fragmentação absoluta.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem as facilidades operacionais dadas pela administração da empresa Irmãos Cavaco, SA e pelo apoio do seu corpo técnico de engenharia. Um agradecimento especial à Dra. M. J. Afonso (ISEP) e ao revisor anónimo pelas sugestões críticas ao manuscrito original.

Recibido:27/7/2005
Aceptado:2/8/2005

REFERÊNCIAS

ALLER, J. & MOUZA, J. (1996). Measuring fragmentation efficiency of mine blasts. In: FRANKLIN & KATSABANIS (Ed.), *Measurement of Blast Fragmentation*, Balkema, Rotterdam. pp. 1257-263.

BARBARIN, B. (1999). A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 46: 605-626.

BHANDARI, S. (1996). Changes in fragmentation process with blasting conditions. In: MOHANTY (Ed.), *Rock Fragmentation by Blasting*, Balkema, Rotterdam. pp. 301-309.

CHAMINÉ, H. I. (2000). *Estratigrafia e estrutura da faixa metamórfica de Espinho–Albergaria-a-Velha (Zona de Ossa-Morena): implicações geodinâmicas*. Universidade do Porto. 497 pp, 2 anexos, 3 mapas. (Tese de doutoramento).

CHAMINÉ, H. I.; ALMEIDA, A.; MOREIRA, M. E.; LEMOS DE SOUSA, M. J. & FONSECA, P. E. (2001a). Caracterização geoquímica preliminar de rochas ortoderivadas da faixa metamórfica de Espinho–Albergaria-a-Velha (Zona de Ossa-Morena, NW de Portugal): implicações geotectónicas. In: LAGO, M.; ARRANZ, E. & GALÉ, C., eds., *Proceedings III^{er} Congreso Ibérico de Geoquímica/VIII Congreso de Geoquímica de España*. Instituto Tecnológico de Aragón, Zaragoza, Spain. pp. 331-336.

CHAMINÉ, H. I.; GAMA PEREIRA, L. C.; FONSECA, P. E.; NORONHA, F. & LEMOS DE SOUSA, M. J. (2003c) - Tectonoestratigrafia da faixa de cisalhamento de Porto–Albergaria-a-Velha–Coimbra–Tomar, entre as Zonas Centro-Ibérica e de Ossa-Morena (Maciço Ibérico, W de Portugal). *Cadernos Lab. Xeol. Laxe*, A Coruña, 28: 37-78.

CHAMINÉ, H. I.; LETERRIER, J.; FONSECA, P. E.; RIBEIRO, A. & LEMOS DE SOUSA, M. J. (1998). Geocronologia U/Pb em zircões e monazites de rochas ortoderivadas do sector Espinho–Albergaria-a-Velha (Zona de Ossa-Morena, NW de Portugal). *Comunicações Inst. Geol. Min,* Lisboa, 84, 1: B115B118.

CHAMINÉ, H. I.; FONSECA, P. E.; PEREIRA, E. & RIBEIRO, A. (1996). Estruturas desenvolvidas em ortognaisses da Unidade de Lourosa induzidas pelo carreamento de S. João-de-Ver. Aspectos da deformação no autóctone (Sector Espinho-Albergaria, Zona de Ossa Morena). *Resumos alargados, 2ª Conferência Anual do Grupo de Geologia Estrutural e Tectónica*. Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. pp. 45-48.

CHAVEZ, R.; CHEÏMANOFF, N.; SCHLEIFER, J. (1996). Sampling problems during grain size distribution measurements. In: MOHANTY (Ed.), *Rock Fragmentation by Blasting*, Balkema, Rotterdam, pp. 245-252.

CHUNG, S.H. & NOY, M.J. (1996). Experience in fragmentation control. In: FRANKLIN & KATSABANIS (Ed.), *Measurement of Blast Fragmentation*, Balkema, Rotterdam. pp. 247-252.

CUNNINGHAM, C.V. (1996a). Optical fragmentation assessment: a technical challenge. In: FRANKLIN & KATSABANIS (Ed.), *Measurement of Blast Fragmentation*, Balkema, Rotterdam. pp. 13-19.

CUNNINGHAM, C.V. (1996b). Lessons from compaphoto technique of fragmentation. In: FRANKLIN & KATSABANIS (Ed.), *Measurement of Blast Fragmentation*, Balkema, Rotterdam. pp. 53-57.

DIAS, R. & RIBEIRO, A. (1993). Porto–Tomar shear zone, a major structure since the beginning of the variscan orogeny. *Comun. Inst. Geol. Min.*, Lisboa, 79: 31-40.

DINIS da GAMA, C. & JIMENO, C.L (1993). Rock fragmentation control for blasting cost minimization and environment impact abatment. *Proceedings 4th Int. Symp. Rock Fragmentation by Blasting*, Vienna, pp. 273-280.

DINIS da GAMA, C. (1971). Optimização do arranque de rochas com explosivos. *Memória MI-4*, *Universidade de Luanda.*

DINIS DA GAMA, C. (1984). Microcomputer simulation of rock blasting to predict fragmentation. *Proceedings 25th US Symp. Rock Mechanics,* Evanston, Illinois, pp. 1018-1030.

DINIS da GAMA, C. (1988). Recomendações técnicas para realização de desmontes com explosivos em pedreiras e minas a céu aberto. *Boletim de Minas*, Lisboa, pp. 319-330.

DINIS da GAMA, C. (1996a). Um modelo para a fragmentação de rochas sob acção de explosi-vos. *Geotecnia, Rev. Assoc. Portg. Geot.*, Lisboa, 76: 41-51.

DINIS da GAMA, C. (1996b). The concept of rock mass fragmentability. In: FRANKLIN & KATSABANIS (Ed.), *Measurement of Blast Fragmentation*, Balkema, Rotterdam. pp. 209-214.

DOWNS, D.C. & KETTUNEN, B.E. (1996). On-line size analysis for the measurement of blast fragmentation. In: FRANKLIN & KATSABANIS (Ed.), *Measurement of Blast Fragmentation*, Balkema, Rotterdam. pp. 175-177.

FRANKLIN, J.A (1996). Fragment size measurements and statistics. In: FRANKLIN & KATSABANIS (Ed.), *Measurement of Blast Fragmentation*, Balkema, Rotterdam. pp. 23-31.

FRANKLIN, J.A. & DUSSEAULT, M.B. (1992). *Rock engineering applications*. Ed. McGraw-Hill, Singapore.

FRANKLIN, J.A. & MAERZ, N.H. (1996). Empirical design and rock mass characterization. In: FRANKLIN & KATSABANIS (Ed.), *Measurement of Blast Fragmentation*, Balkema, Rotterdam. pp. 193-201.

FRANKLIN, J.A.; KEMENY, J.M. & GIRDNER, K.K. (1996). Evolution of measuring systems: a review. In: FRANKLIN & KATSABANIS (Ed.), *Measurement of Blast Fragmentation*, Balkema, Rotterdam. pp. 47-52.

FREIRE DE ANDRADE, C. (1938/40). Algumas considerações sobre a geologia dos arredores de Espinho e das Caldas de S. Jorge. *Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciênc. Univ. Lisboa*, **7-8** (3ª série): 23-35.

GAMA PEREIRA, L. C. (1987). *Tipologia e evolução da sutura entre a Zona Centro Ibérica e a Zona Ossa Morena no sector entre Alvaiázere e Figueiró dos Vinhos (Portugal Central)*. Universidade de Coimbra. 331 pp. (Tese de doutoramento).

GOLDSIZE (1996). Goldsize User Guide, *Golder Associates Inc.*

KLEINE, T.H. & CAMERON, A.R. (1996). Blast fragmentation measurement using *GoldSize*. In: FRANKLIN & KATSABANIS (Ed.), *Measurement of Blast Fragmentation*, Balkema, Rotterdam. pp. 83-89.

KONYA, C.J. & WALTER, E.J. (1990). *Surface blast design*. Prentice-Hall, Inc.

KUSZMAUL, J.S. (1987). A Technique for predicting fragmentation and fragment sizes resulting from rock blasting. *Proceedings 28th U. S. Symp. on Rock Mechanics*. Tucson, pp. 893-900.

La ROCHE, H. ; LETERRIER, J., GRANDCLAUDE, P. & MARCHAL, M. (1980). A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analyses. Its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29: 183-210.

LACUBE, J.; BISSAINTE, M. & HERNANDEZ, J. (1993). Traitement d'image applique aux materiaux: example d'une analyse quantitative des feldspaths dans les roches. *Bulletin IAEG*, 47 : 109-117.

MAERZ, N.H. & NORBERT H. (1996). Image sampling technique and requirements for automated image analysis of rock fragmentation. *Proceedings ISRM, FragBlast 5 WorkShop and Short Course on Fragmentation Measurement*, Montreal. A.A. Balkema.

MAERZ, N.H.; PALANGIO & FRANKLIN (1996). Wip frag image based granulometry system. In: FRANKLIN & KATSABANIS (Ed.), *Measurement of Blast Fragmentation*, Balkema, Rotterdam. pp. 91-99.

MOODLEY, L. & CUNNINGHAM, C. (1996). Measuring the effect of blasting fragmentation on hard rock quarrying operations. In: MOHANTY (Ed.), *Rock Fragmentation by Blasting*, Balkema, Rotterdam, pp. 353-359.

PALANGIO, T.C. & FRANKLIN, J.A. (1996). Pratical guidelines for lighting and photography. In: FRANKLIN & KATSABANIS (Ed.), *Measurement of Blast Fragmentation*, Balkema, Rotterdam. pp. 111-114.

PIZARRO, S. (1999). *Aplicação de sistemas ópticos na avaliação da granulometria de granitos para produção de inertes*. Instituto Superior Técnico. 111 pp. (tese de mestrado).

RIBEIRO, A.; QUESADA, C. & DALLMEYER, R. D. (1990). Geodynamic evolution of the Iberian Massif. In: DALLMEYER, R. D. & MARTÍNEZ-GARCÍA, E. (eds.). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Berlin, Heidelberg. Springer-Verlag. pp. 397-410.

ROCHA, M. (1981). *Mecânica das rochas*. LNEC, Lisboa.

VOGT, W. & ABBROCK, O. (1993). Digital image processing as an instrument to evaluate rock fragmentation by blasting. *FragBlast 4*, Balkema, Rotterdam.

WANG, W.; BERGHOLM, F. & STEPHANSSON, O. (1996). Image analysis of fragment size and

shape. In: MOHANTY (Ed.), *Rock Fragmentation by Blasting*, Balkema, Rotterdam, pp. 233-243.

WANG, W.X. & STEPHASSON, O. (1996). Comparison between sieving and image analysis of aggregates. In: FRANKLIN & KATSABANIS (Ed.), *Measurement of Blast Fragmentation*, Balkema, Rotterdam. pp. 141-149.

Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe
Coruña. 2005. Vol. 30, pp. 75-86

ISSN: 0213-4497

Classificação de granitos hercínicos portugueses com base nas suas características petrofísicas

Classification of Portuguese Hercynian granites based on petrophysical characteristics

CH. SANT'OVAIA[1] & F. NORONHA[2]

Abstract

Magnetic susceptibility measurements have been widely used as lithologic indicator in granitic rocks or in the broad discrimination between paramagnetic (ilmenite-type granites") and ferromagnetic granitoids ("magnetite-type granites"). In the paramagnetic granites, magnetic susceptibility is a valuable tool for the distinction between granites where muscovite contents is higher than biotite contents and granites where the inverse occurs. On the other hand, the analysis of the magnetic anisotropy can be used to document internal fabrics of granitic rocks and can be related to the strain pattern to which the magma was subjected. In this work, a classification for Hercynian granites based on the magnetic susceptibility and paramagnetic anisotropy values is proposed.For the granites belonging to the "ilmenite-type", the magnetic susceptibility value of 70 x 10-6 SI is considered as a boundary between granites with muscovite equal or higher than biotite and granites with biotite higher than muscovite. Values of paramagnetic anisotropy can be divided into three groups: anisotropy lower than 2%, anisotropy comprised between 2.5% and 4% and anisotropy higher than 4%. This magnetic anisotropy distinction is related to the magma emplacement which can be tectonically driven (syntectonic granites), late-tectonically driven (late-tectonic granites) or with a post-tectonic nature (post-tectonic granites).

Key words: granites, Hercynian, anisotropy of magnetic susceptibility (AMS), ferromagnetism, paramagnetism, structure, emplacement, classification.

(1) GIMEF- Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências do Porto e Centro de Geologia da Universidade do Porto. Praça Gomes Teixeira 4099-002, Porto, Portugal, hsantov@fc.up.pt

(2) GIMEF - Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências do Porto e Centro de Geologia da Universidade do Porto. Praça Gomes Teixeira 4099-002, Porto, Portugal, fmnoronh@fc.up.pt

INTRODUÇÃO

A temática do presente trabalho insere-se no domínio da petrofísica e mais concretamente no estudo do "magnetismo de rochas" e é uma contribuição para a caracterização estrutural de granitos hercínicos portugueses através das suas propriedades magnéticas. A técnica do estudo da "Anisotropia da Susceptibilidade Magnética" (ASM) permite uma análise sistemática dum maciço granítico, proporcionando dados direccionais (foliação e lineação magnética) que podem ser comparados com os da foliação e lineação magmática. Para além disso, obtêm-se também, parâmetros quantitativos que estão relacionados com a composição química e com a taxa de deformação que sofreram as rochas.

Neste trabalho apresentam-se dados de ASM de granitos portugueses com vista à sua caracterização magnética e estrutural e, assim, pretende-se contribuir para um melhor conhecimento geológico dos maciços graníticos a que pertencem. Nos estudos efectuados, procedeu-se, sempre que possível, para além do estudo da ASM, a um estudo prévio dos maciços que englobasse conhecimentos geológicos, petrográficos, geoquímicos, geocronológicos e sempre que possível geofísicos (gravimetria). Propõe-se também uma classificação com base em características petrofísicas (susceptibilidade magnética e anisotropia magnética) para os granitos hercínicos e apresenta-se a comparação desta classificação com a proposta por FERREIRA *et al.* (1987).

ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO

Os granitos cujos resultados apresentamos estu-dados pertencem a três tipos distintos de acordo com a classificação de FERREIRA *et al.* (1987): gra-nitos pós-tectónicos, granitos sin a tardi-tectónicos e granitos sintectónicos relativamente à terceira fase da deformação hercínica (D_3) de idade intra-veste-faliana.

No primeiro grupo, incluem-se os granitos dos maciços de Vila Pouca de Aguiar (VPA), Águas Frias (Chaves), Lavadores e Madalena (Gaia), Caria e Vila da Ponte (também designado por granito da Bezelga); no segundo grupo, incluem-se granitos do maciço de Castro Daire e no terceiro grupo, incluem-se os granitos da Gralheira, Serapicos Minheu e Lagoa (fig. 1).

Estes maciços localizam-se no interior da Zona Centro-Ibérica (ZCI) com excepção dos granitos de Lavadores e da Madalena que se localizam na fronteira desta zona com a Zona Ossa Morena (ZOM).

Os granitos dos maciços de VPA, Águas Frias, Vila da Ponte e Caria são granitos porfiróides biotíticos de granulometria variável, todos semelhantes em termos mineralógicos e geoquímicos (TEIXEIRA et al. 1972; 1974; FERREIRA & SOUSA 1994; MARTINS 1998; SANT'OVAIA *et al.* 2003a).

Os granitos de Lavadores e da Madalena são granitos biotíticos porfiróides mas a fácies de Lavadores evidencia a presença de magnetite como principal opaco, enquanto que a fácies da Madalena apresenta magnetite em menor quantidade e tam-bém ilmenite (SILVA 1995; SILVA & NEIVA 1998).

O complexo granítico de Castro Daire é constituído por granitos biotíticos porfiróides (granitos de Castro Daire e Calde), assim como por granitos de duas micas que afloram centralmente (granito de Alva) (SCHERMERHORN 1980).

Os granitos da Gralheira, Serapicos, Minheu e Lagoa são granitos de duas micas e apresentam mineralogia muito semelhante (NORONHA *et al.,* 1998; SANT'OVAIA 2000).

MATERIAL E MÉTODOS

Uma rede de amostragem que cubra o afloramento de cada um dos maciços graníticos é extremamente importante para a validação estatística dos dados obtidos. Assim a metodologia utilizada foi a da realização de uma rede de amostragem de malha quadrada de 1 km, sendo realizados em cada estação quatro furos, para obtenção de quatro testemunhos, utilizando uma sonda portátil. No laboratório, os testemunhos foram cortados perpendicularmente ao seu eixo, obtendo-se dois cilindros individuais (22 mm de altura por 25 mm de diâmetro). Cada estação está, assim, representada em média por cerca de oito amostras.

Assim, os estudos realizados basearam-se nas medições feitas em 830 amostras para o complexo granítico de Castro Daire, 892 para o lacólito de Vila Pouca de Aguiar, 336 e 323 para os maciços de Caria e Vila da Ponte respectivamente, 93 para os granitos de duas micas, 80 para o granito de Águas Frias e 28 para os granitos de Lavadores e da Madalena. De referir que no caso de Águas Frias, de Lavadores e

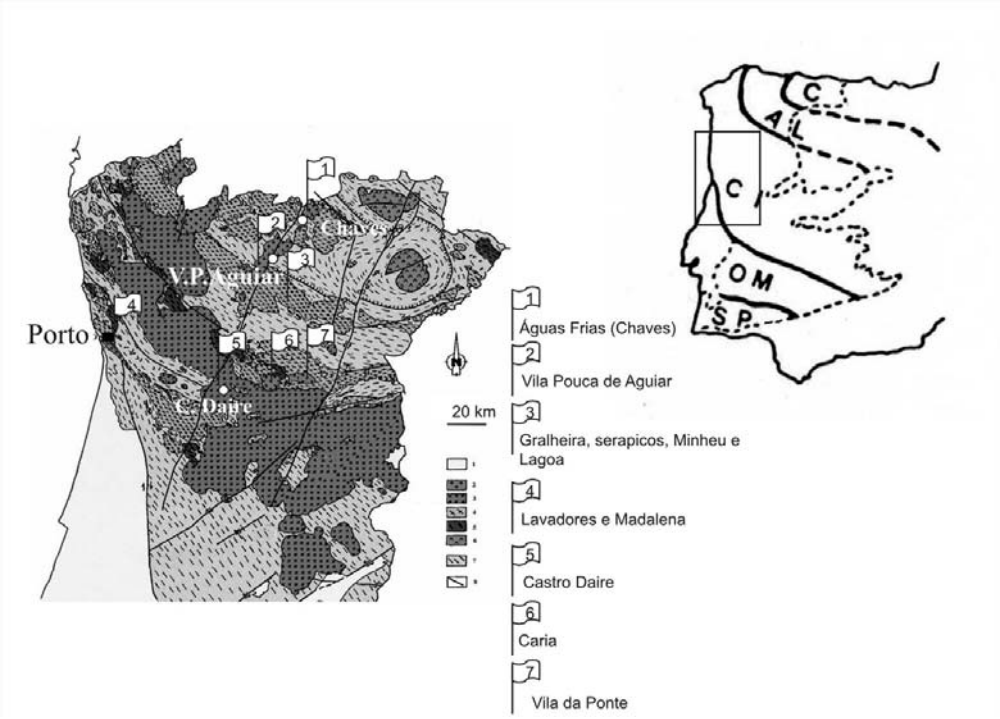


Fig. 1 – Localização dos granitos estudados
Legenda: 1- Pós-Paleozóico; 2-5 Granitóides hercínicos: 2-Granitos biotíticos pós-tectónicos; 3- Granitos biotíticos tardi-tectónicos; 4- Granitos de duas micas sintectónicos; 5- Granitos biotíticos sintectónicos; 6-Complexos ultrabásicos; 7-Rochas metassedimentares de idade do Câmbrico ao Carbonífero; 8-Falhas (Ferreira et al. 1987, modificado). C: Zona Cantábrica; AL: Zona Astúrico-Leonesa, CI: Zona Centro-Ibérica; OM: Zona Ossa Morena; SP: Zona Sul portuguesa.

Madalena a amostragem vai prosseguir, pelo que os resultados apresentados são preliminares.

Quando um material é exposto a um campo magnético H, adquire uma magnetização induzida, M. A magnetização induzida e o campo magnético H estão relacionados através da susceptibilidade magnética K: M=KH

K é um escalar se o corpo é isotrópico. Se o corpo é anisotrópico a susceptibilidade magnética K é representada por um tensor simétrico de 2ª ordem da forma: Mi=KijHj (i, j=1,2,3) em que Mi traduz a magnetização na direcção i, Hj representa o campo indutor efectivo na direcção j.

A superfície representativa daquele tensor é um elipsóide triaxial. Medindo a magnetização induzida em três direcções ortogonais acede-se aos termos diagonais e simétricos do tensor. A diagonalização desta matriz permite obter três vectores K11, K22, K33. A intensidade desses três vectores próprios e a sua orientação (direcção e inclinação) no referencial geográfico fornecem os semi-eixos do elipsóide da Anisotropia da Susceptibilidade Magnética (ASM) tal que: K11=K1 ou Kmax; K22=K2 ou Kint; K33=K3 ou Kmin com Kmax Δ Kint Δ Kmin.

As unidades de campo magnético e de magnetização induzida são as mesmas, A/m (ampere por metro, no Sistema Internacional, S.I.), o que conver-te a susceptibilidade magnética numa grandeza adi-mensional.

As medições de ASM foram realizadas no Kappabridge KLY-2 e KLY-3 (no "Laboratoire de Pétrophysique et Tectonique" da Universidade Paul Sabatier de Toulouse) e na balança de susceptiblida-de magnética MS-2B Bartington (1 Oe; 0.46 KHz) no Departamento de Geologia da FCUP. No trata-mento automático dos ficheiros de dados utilizou-se

o programa "Exams" (SAINT BLANQUANT, 1994), que calcula as médias para cada estação: de susceptibilidade (K), intensidades e orientações dos eixos K1, K2 e K3 (K1?K2?K3), de anisotropia paramagnética (Ppara%=100x(k1+1,4)/(k3+1,4)-1), do parâmetro de forma do elipsóide (T=[2ln(K2/K3)/ln(K1/K3)]-1), da lineação magnética (paralela à direcção de K1) e da foliação magnética (azimute e inclinação do plano perpendicular a K3). Os resultados foram projectados nos mapas dos vários maciços estudados.

No caso dos granitos de Lavadores e Madalena, somente apresentamos os dados relativos à susceptibilidade magnética, para todos os outros são apresentados os resultados referentes à suceptibilidade magnética, anisotropia magnética e dados magnetoestruturais.

RESULTADOS

Susceptibilidade Magnética e Anisotropia Magnética

Na Tabela 1 apresentam-se os resultados dos valores de susceptibilidade encontrados em todos os granitos estudados.

Com excepção dos granitos de Lavadores e Madalena, todos os outros granitos estudados apresentam valores de susceptibilidade fracos evidenciando um comportamento paramagnético que é devido ao ferro contido em silicatos como a biotite. Os granitos biotíticos apresentam valores médios de susceptibilidade magnética superiores a 70 x 10^{-6} SI, enquanto que os granitos de duas micas apresentam valores inferiores a 70 x 10^{-6} SI (Fig.2).

No granito de Lavadores a susceptibilidade magnética média é de 16620 x 10^{-6} SI enquanto que para o granito da Madalena o valor médio é de 8390 x 10^{-6} SI.

No maciço de Vila Pouca de Aguiar, os valores da susceptibilidade magnética são variáveis: o granito de Pedras Salgadas (GPS) tem valores médios de 67 x10^{-6} SI e o granito de Vila Pouca de Aguiar (GVPA) valores médios de 135 x10^{-6} SI. O contacto entre estas duas fácies corresponde à isolinha de K igual a 90 x10^{-6} SI (SANT'OVAIA *et al.* 2000).

No maciço granítico de Castro Daire encontraram-se dois grupos de susceptibilidades: um com valores médios de 63 x10^{-6} SI e outro com valores médios de 86 x10^{-6} SI (SANT'OVAIA *et al.* 2003b). O primeiro grupo corresponde a fácies de duas micas e o outro às fácies biotíticas do maciço.

Nos maciços de Caria e Vila da Ponte os valores da susceptibilidade são concordantes com o carácter paramagnético, valores médios de 73,6 x10^{-6} SI e 79,2 x10^{-6} SI respectivamente, e apresentam-se homogeneamente distribuídos não tendo sido possível estabelecer zonamentos no interior de cada maciço.

No maciço de Águas Frias, as susceptibilidades magnéticas medidas evidenciam um carácter paramagnético, valores médios de 92,0 x10^{-6} SI (SANT'OVAIA *et al.* 2003a).

Quanto à anisotropia paramagnética (Ppara), os granitos pós-tectónicos evidenciam valores sempre inferiores a 2% (fig.2). Nos granitos sin a tarditectónicos os valores de Ppara são sempre mais elevados dependendo do seu grau de deformação. No entanto na maioria dos granitos estudados os "fabrics" magnéticos são essencialmente magmáticos e somente em casos em que Ppara é superior a 4% (granitos da Gralheira e Serapicos) se observa, ao microscópio, uma deformação, que teria ocorrido já no estado sólido, susceptível de modificar o "fabric" magmático original.

Elipsoide de ASM, foliações e lineações magnéticas

Os dados magnetoestruturais incluem três tipos de dados: a forma do elipsóide de ASM, as foliações e as lineações magnéticas.

(i) Elipsóide de ASM

Para a caracterização da forma do elipsóide de ASM, utilizou-se o parâmetro T (JELINEK, 1981), considerando-se que o elipsóide é achatado ("oblate") quando 0<T?1 e constrito ("prolate") se -1?T<0 (Tabela 1). Verifica-se que para os granitos paramagnéticos estudados a forma do elipsoide é geralmente achatada (fig.3) o que se relaciona com o facto dos minerais mais anisotrópicos (do ponto de vista magnético), presentes, serem micas.

(ii) Foliações magnéticas

No caso dos maciços de VPA, Castro Daire, Águas Frias, Vila da Ponte e Caria, as foliações magnéticas tendem a ser paralelas aos contornos

dos maciços.

Nos granitos de VPA e Águas Frias as foliações magnéticas apresentam-se fracamente inclinadas

Granito	N	K (x 10^{-6} SI)	Intervalo de variação	Desvio padrão	P_{para}%	Intervalo de variação	Desvio padrão	T	Intervalo de variação	Desvio padrão
GPS (VPA)	35	67,8	44,5 – 121,0	16,2	2,1	1 – 4,9	0,7	0,23	-0,14 – 0,67	0,2
GVPA (VPA)	81	135,5	60,0 – 218,3	31,0	1,0	0,6 – 2,3	0,3	0,12	-0,28 – 0,55	0,2
Vila da Ponte	38	79,2	23,0 – 219,8	26,4	1,6	0,4 – 4,1	0,6	0,13	-0,89 – 0,93	0,4
Caria	42	73,6	56,9 - 91,9	7,2	1,9	0,8 – 3,9	0,5	0,22	-0,27 – 0,69	0,2
CDaire (facies 2 micas)	23	63,6	43,0 – 90,4	11,0	3,2	1,2 -5,4	1,2	0,32	-0,52 – 0,63	0,3
CDaire (facies biotítica)	79	85,6	38,3 – 137,0	21,1	3,6	1,8 – 6,1	0,9	0,25	-0,29 – 0,60	0,2
Gralheira	3	49,6	47,5 – 51,9	1,8	5,4	3,2 – 6,7	1,6	0,29	0,21 – 0,36	0,1
Minheu/Lagoa	7	55,7	35,4 - 71,3	11,4	2,2	1,2 – 3,6	0,9	0,28	0,00 – 0,61	0,2
Serapicos	7	64,6	45,1 – 86,2	12,9	4,0	1,8 – 5,1	1,2	0,12	-0,37 – 0,62	0,4
Águas Frias	10	92,0	81,5 – 103,0	8,6	1,7	1,3 – 4,0	0,4	0,26	0,01 – 0,52	0,2

Tabela 1 – Médias da susceptibilidade magnética (K), anisotropia paramagnética (Ppara) e parâmetro de forma (T). N é o número de estações de amostragem.

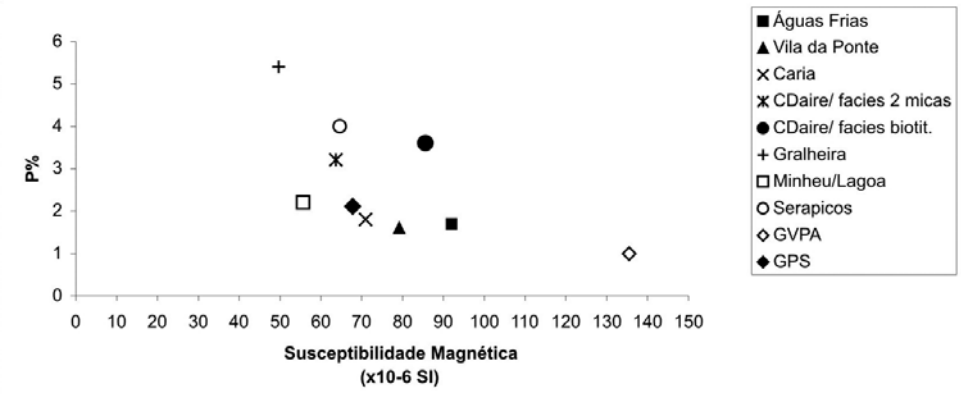


Fig. 2 – Relação entre a susceptibilidade magnética (K) e a anisotropia paramagnética (Ppara) para os granitos paramagnéticos estudados.

(inclinações médias de 34° e 14° respectivamente) para o exterior dos maciços (Tabela 2). No caso do maciço de VPA a passagem da fácies do granito de Pedras Salgadas à fácies do granito de Vila Pouca de Aguiar não influencia o traçado das foliações magnéticas (fig. 4).

No maciço granítico de Castro Daire, ao contrário do caso precedente, na passagem da fácies periférica para a fácies central, observa-se a oposição do sentido de inclinação das foliações magnéticas (as foliações inclinam para o interior do maciço na fácies periférica e para o exterior na fácies mais interna). Para além disso, as foliações apresentam fortes pendores (superiores a 45°) quando comparadas com as dos maciços de VPA e Águas Frias (fig. 4).

Nos maciços de Vila da Ponte e Caria as foliações são também paralelas aos contornos dos maciços e inclinadas para o exterior do maciço. As foliações apresentam pendores fracos no caso do granito de Vila da Ponte (valor médio de 30°) e pendores elevados no caso do granito de Caria (valor médio de 51°) (fig. 4).

Nos granitos sintectónicos, é frequente a presença de foliações magnéticas com direcções e pendores variáveis. Para o granito da Gralheira e

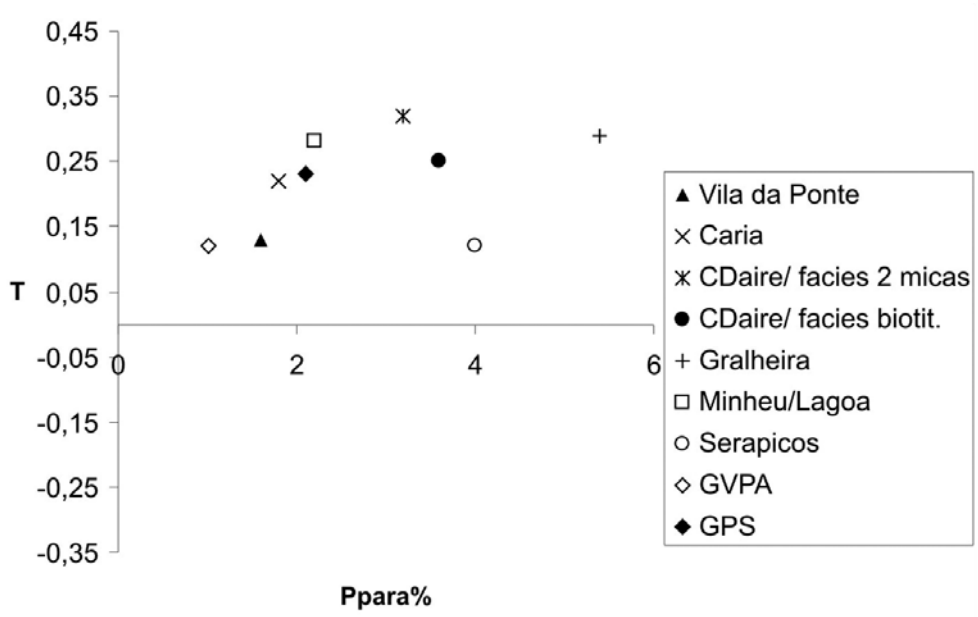


Fig. 3 – Relação entre a anisotropia paramagnética (Ppara) e o parâmetro de forma T.

Granito	Lineação (azimute, inclinação)	Foliação (direcção, inclinação)
VPA	191°;06°	N025°; 34° NW
Águas Frias	113°; 12°	N020°; 14°SE
Vila da Ponte	344°; 15°	N033°; 30° NW
Caria	338°; 03°	N178°; 51° W
CDaire (facies 2 micas)	348°; 38°	N10°; 45° W
CDaire (facies biotítica)	353°; 18°	N169°; 75° E
Gralheira	155°; 47°	N153°; 70°NE
Minheu/Lagoa	325°; 01°	N196°; 15° E
Serapicos	133°; 16°	N133°; 32° SW

Tabela 2 – Resultados magnetoestruturais. Média da lineação e da foliação magnética para cada maciço estudado. O número de estações de amostragem é o mesmo da tabela 1.

Serapicos, a direcção média das foliações varia entre N153° e N133° com pendores 70° e 32° respectivamente. Para os granitos de Minheu e Lagoa a foliação média tem baixo pendor (15°) e direcção N196°.

(iii) Lineações magnéticas

As lineações magnéticas têm azimutes geralmente subparalelos com os acidentes tectónicos ao longo dos quais os maciços se intruiram, e nos casos de VPA, Águas Frias, Vila da Ponte, Caria e Castro Daire materializam o fluxo magmático (fig. 5).

No caso do maciço de VPA as lineações são fracamente inclinadas com um azimute médio de N190°, havendo portanto um paralelismo entre as lineações magnéticas e a falha Penacova-Régua-Verin (Tabela 2 e fig. 5). Já no maciço de Águas Frias, as lineações magnéticas são fracamente inclinadas e com um azimute médio N113°.

No maciço granítico de Castro Daire as lineações magnéticas têm geralmente inclinações inferiores a 40° e tendem a contornar os limites do complexo granítico. Os valores médios das lineações magnéticas para a fácies central e para as fácies periféricas são semelhantes com azimutes em torno de N350° que parecem materializar estruturas recentes associadas à falha Penacova-Régua-Verin. No entanto, no sector NE na periferia, há um conjunto de lineações muito fracamente inclinadas com azimute em torno dos N140° (fig. 5).

Nos maciços de Caria e Vila da Ponte, as lineações magnéticas são fracamente inclinadas (cerca de 10°) e com azimutes em torno de N340° (fig. 5).

Nos granitos sintectónicos da Gralheira e Serapicos, as lineações magnéticas apresentam atitudes com azimute variando de N130° a N150° com pendores mais baixos para Serapicos (16° de valor médio) e mais elevados na Gralheira (47° de valor médio). Nos granitos de Lagoa e Minheu, registam-se lineações magnéticas fracamente inclinadas com azimute médio N325°.

DISCUSSÃO

Com os dados obtidos para os diferentes maciços, tendo em conta que para alguns dos granitos (Lavadores, Madalena e Águas Frias) o estudo ainda é preliminar, é possível proceder a uma sistematização dos resultados e interpretações:

Se uma rocha contém minerais paramagnéticos como constituintes comuns e se a sua susceptibilidade magnética é superior a 10^{-3} SI, (TARLING & HROUDA, 1993) então a susceptibilidade da rocha é devido à presença de uma fracção ferromagnética (magnetite), o que é o caso do granito de Lavadores o que permite incluir este granito no grupo dos "magnetite type granite" (ISHIAHARA, 1977) o que tem implicações petrogenéticas importantes (MARTINS *et al.*, 2004). No caso do granito da Madalena, a susceptibilidade magnética é devida a contribuições de fracções ferromagnéticas e paramagnéticas (ilmenite e biotite). Com excepção do granito de Lavadores e Madalena, todos os outros granitos estudados apresentam valores de susceptibilidade fracos evidenciando um comportamento paramagnético, uma vez que K é inferior a 10^{-4} SI e pertencendo, portanto, ao grupo "ilmenite type granite". Valores com uma ordem de grandeza como a observada nos granitos de Lavadores e da Madalena asseguram a presença de uma fracção ferromagnética (magnetite) sendo portanto o comportamento não exclusivamente paramagnético como nos outros granitos estudados.

A susceptibilidade magnética pode ser utilizada como um parâmetro útil na distinção de fácies graníticas, nomeadamente nos casos dos maciços de Vila Pouca de Aguiar e de Castro Daire.

O zonamento encontrado no interior de cada fácies, nomeadamente no caso de Vila Pouca de Aguiar, relaciona-se com processos de diferenciação magmática. Neste maciço, os valores da susceptibilidade magnética põem em evidência a existência de duas fácies que são diferentes em termos de granulometria e abundância de biotite: o granito de Pedras Salgadas (GPS) e o granito de Vila Pouca de Aguiar (GVPA). Estes granitos apresentam um zonamento normal (aumento da susceptibilidade magnética do centro para a periferia), quer a nível do maciço, quer no interior de cada fácies.

Nos granitos paramagnéticos estudados, as fácies com duas micas apresentam, em média, valores de susceptibilidade inferiores aos granitos biotíticos, pelo contrário, os valores de anisotropia são, em média, mais elevados para os granitos de duas micas (moscovite?biotite). Nestes granitos em que a moscovite é mais abundante que a biotite, embora o comportamento magnético destes dois minerais seja semelhante, os mais baixos valores da susceptibili-

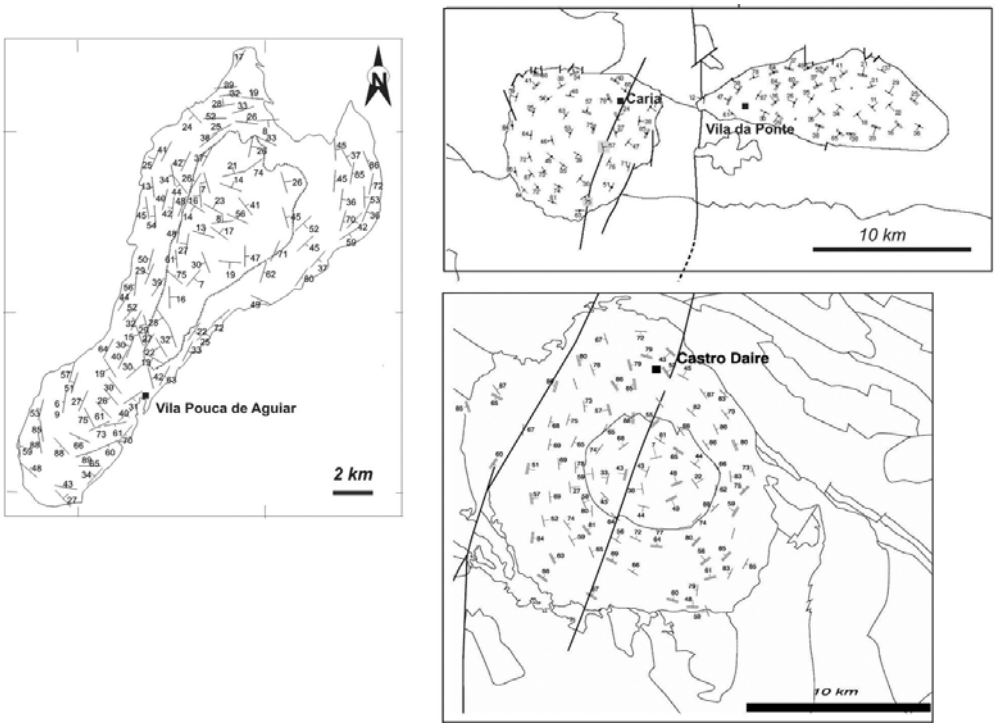


Fig. 4 – Foliações magnéticas nos maciços de Vila Pouca de Aguiar, Caria e Castro Daire.

dade magnética justificam-se pela susceptibilidade magnética intrínseca que é menor na moscovite.

As diferenças nos valores da susceptibilidade têm como a justificação a mineralogia e por isso o valor de K tem sido muito usado como indicador mineralógico em rochas graníticas. Diferenças dos valores de K têm sido correlacionados com mudanças de fácies em corpos graníticos (GLEIZES *et al.* 1993). Para além disso, K reflecte o comportamento magnético do granito o que está dependente do conteúdo em ferro e da fugacidade de oxigénio do magma que o originou.

Os granitos pós-tectónicos apresentam sempre valores de anisotropia paramagnética, Ppara, inferiores a 2,2%. Nos granitos sin a tarditectónicos os valores de Ppara são sempre mais elevados dependendo do grau de deformação dos granitos. No entanto na maioria dos granitos estudados os "fabric" magnéticos são essencialmente magmáticos. Nos granitos em que a anisotropia paramagnética é superior a 4% observa-se já uma deformação no estado sólido susceptível de modificar o "fabric" magmático original. Este grau de deformação é visível no campo e é evidenciado na análise das microestruturas que, na sua maioria, são indicativas de deformação no estado sólido de alta temperatura.

Nos granitos paramagnéticos estudados a forma do elipsóide de ASM é geralmente achatada o que se relaciona com o facto dos minerais mais anisotrópicos (do ponto de vista magnético) presentes serem micas. As micas apresentam uma anisotropia magnetocristalina que condiciona um plano de fácil magnetização que coincide com o plano de clivagem. A organização planar dos planos de clivagem, essencialmente da biotite, condiciona a forma achatada do elipsóide de ASM.

Nos granitos biotíticos estudados as foliações magnéticas são paralelas aos contornos dos maciços. Nos granitos de VPA, Águas Frias e Vila da Ponte são pouco inclinadas, enquanto que nos restantes granitos apresentam pendores mais elevados, relacionáveis com a forma mais laminar ou mais

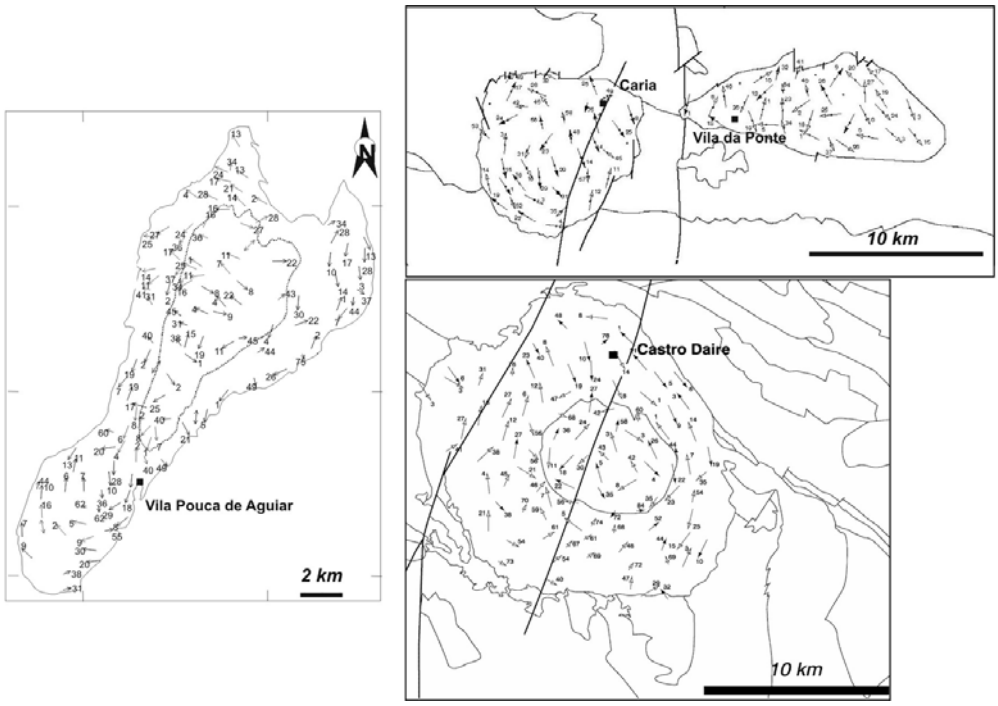


Fig. 5 - Lineações magnéticas nos maciços de Vila Pouca de Aguiar, Caria e Castro Daire.

enraizada dos maciços. Discordâncias no sentido do pendor das foliações permitem identificar e distinguir fácies ou pulsações magmáticas. Este aspecto é particularmente notório no caso do complexo de Castro Daire em que a fácies central é discordante relativamente à fácies periférica, o que indica fases diferentes de estruturação e de instalação. Já no maciço de VPA a passagem da fácies do granito de Pedras Salgadas à fácies do granito de Vila Pouca de Aguiar não influencia o traçado das foliações magnéticas, o que é indicativo de que houve uma co-estruturação das duas fácies ainda num estado magmático e uma instalação quase síncrona.

As lineações magnéticas têm azimutes geralmente paralelizáveis com os acidentes ao longo dos quais estes maciços se intruiram e materializam fluxos magmáticos. Para os granitos de VPA há um paralelismo entre as lineações magnéticas N190° e a falha Penacova-Régua-Verin. Nos maciços de Vila da Ponte e Caria, as lineações têm direcções NNW-SSE. Estas lineações materializam possivelmente campos de tensões pós-D3 com a tensão compressiva máxima N-S. Em Castro Daire, as famílias de lineações materializam fluxos magmáticos controlados pelo cisalhamento do Sulco Dúrico-Beirão (lineações muito fracamente inclinadas com azimute em torno dos N140°) e pela intersecção de estruturas relacionadas com esse cisalhamento e com estruturas mais recentes associadas à falha Penacova-Régua-Verin. Estes factos permitem considerar estes granitos como sin a tardi tectónicos relativamente a D_3, com a estruturação de todo o complexo num estado ainda magmático para as duas fácies principais e associada a um regime dúctil-frágil dos acidentes tectónicos (falha Penacova-Régua-Verin e cisalhamento do Sulco Dúrico-Beirão)

A dominância de lineações fracamente inclinadas em detrimento de lineações magnéticas verticais ou subverticais, permite provar que os incrementos de deslocamento horizontal registados pelo "fabric" foram maiores que os incrementos de deslocamento vertical, pelo que as zonas de alimentação destes

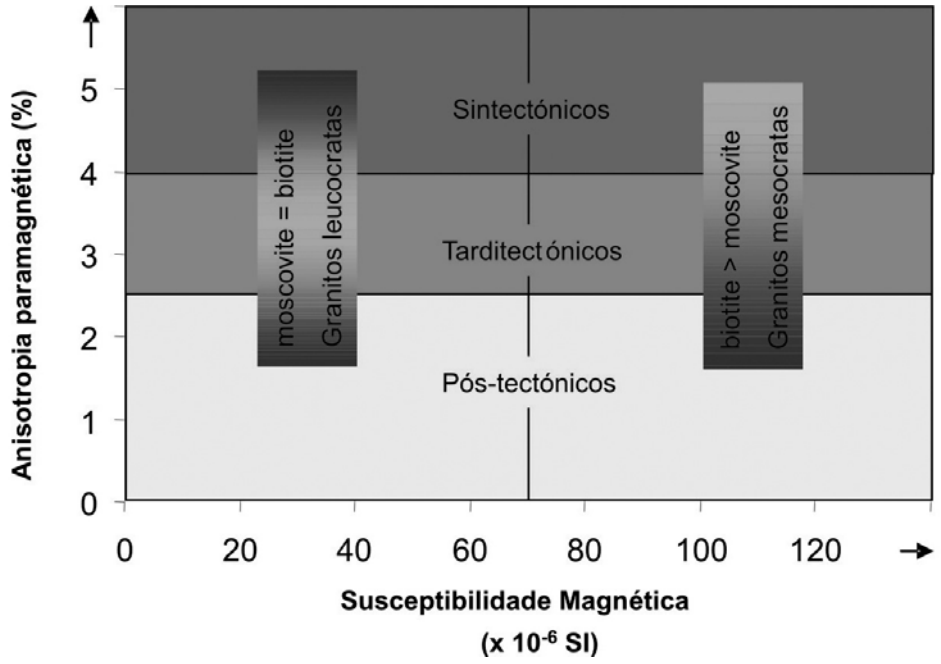


Fig. 6 - Classificação proposta para granitos do grupo "ilmenite-type".

maciços estão distantes em profundidade. Este aspecto favorece a ideia de uma instalação para estes granitos a níveis estruturais altos.

Nos granitos sintectónicos, é frequente a presença de foliações e lineações magnéticas com direcções que correspondem a cisalhamentos dúcteis e que materializam um "fabric" deformacional relacionado com a estruturação D3.

PROPOSTA DE CLASSIFICAÇÃO

Os resultados obtidos, bem como a sua interpretação, levou-nos a propor uma classificação para os granitos hercínicos baseada na susceptibilidade magnética e na anisotropia paramagnética.

A susceptibilidade magnética pode ser relacionada com a abundância relativa em biotite e moscovite. Assim para granitos do grupo "ilmenite type", ou seja, em granitos com comportamento paramagnético, considera-se o valor de susceptibilidade 70 x 10^{-6} SI como a "fronteira" entre granitos em que o teor de moscovite é superior ou igual ao teor em biotite e granitos em que o teor da biotite é superior a moscovite.

Quanto à anisotropia paramagnética, os valores podem ser agrupados em três grupos: valores baixos ou inferiores a 2,5%, valores intermédios ou compreendidos entre 2,5 e 4% e valore elevados ou superiores a 4%. Estes três grupos podem ser relacionados com a classificação em granitos sintectonicos, tardi e pós-tectónicos de Ferreira *et al.,* (1987).

A classificação proposta apresentada, (fig. 6) representa os diferentes grupos de granitos.

CONCLUSÕES

A medição da suceptibilidade magnética para rochas graníticas permite o conhecimento do tipo de granito nomeadamente o seu enquadramento no grupo dos "magnetite-type" ou "ilmenite type" e consequentemente das condições de fugacidade em oxigénio dos magmas a partir dos quais esses granitos cristalizaram.

Os diferentes valores de anisotropia relacionam-se com o grau de deformação que os granitos apresentam, o que permite a classificação destes granitos quanto ao período de instalação. Neste contexto, as diferenças de anisotropias encontradas para os granitos vem pôr em evidência, o seu carácter pós-tectónico, tarditectónico e sintectónico. A ASM pode assim funcionar como um "marcador" da intensidade de deformação que o magma sofreu. Uma classificação com base em parâmetros petrofísicos (susceptibilidade magnética e anisotropia paramagnética) é assim recomendada.

As lineações e as foliações magnéticas dão-nos informações relativas à orientação do fluxo mgmático, profundidade da zona de raiz, estruturação das diferentes fácies que constituem o maciço e a relação do processo de instalação com os acidentes tectónicos.

A riqueza de informação fornecida pelos estudos de ASM combinada com o conhecimento geológico, petrográfico e geoquímico dos maciços graníticos permite uma caracterização estrutural e cinemática destes corpos fundamentais na compreensão da evolução geológica duma determinada região.

Recibido:8/6/2005
Aceptado:10/8/2005

REFERÊNCIAS

FERREIRA, N.; IGLÉSIAS, M.; NORONHA, F.; PEREIRA, E.; RIBEIRO, A. & RIBEIRO, M.L. (1987). Granitos da Zona Centro Ibérica e seu enquadramento geodinâmico. In: F. Bea, A Carnicero, J. Gonzalo, M. Lopez Plaza & M. Rodriguez Alonso, Eds, *Geología de los Granitoides y Rocas Asociadas del Macizo Hesperico,* p. 37-51. Editorial Rueda, Madrid. (Libro de Homenaje a L.C. García de Figuerola).

FERREIRA, N & SOUSA, M.B. (1994). Carta Geológica de Portugal, 1:50000. Folha 14–B – Moimenta da Beira. Serviços Geológicos de Portugal/Instituto Geológico e Mineiro. Lisboa.

GLEIZES, G.L; NEDELEC, A.; BOUCHEZ, J.L.; AUTRAN, A. & ROCHETTE, P. (1993). Magnetic susceptibility of the Mount-Louis Andorra ilmenite-type granite (Pyrenees): a new tool for the petrographic characterisation and regional mapping of zone granite plutons. *J. Geophys. Res.* 98: 4317-4331.

ISHIHARA, S. (1977). The Magnetite-series and the Ilmenite-series Granitic rocks. *Mining Geology*, 27: 292-305.

JELINEK , V. 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics*, 79: 63-67.

MARTINS, H.C.B. (1998). *Geoquímica e petrogénese de granitos tarditectónicos e pós-tectónicos. Implicações metalogénicas*, 288 pp. Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Vila Real. Tese de Doutoramento.

MARTINS, H.C.B.; SANT'OVAIA, H.; EUSÉBIO, N.B. & NORONHA, F. (2004). Zircon typology and magnetic susceptibility of late Variscan granites in Porto area (Northern Portugal). *Mem. e Notícia, Pubi. Mus. Lab. Mineral. Geol.,* (Nova Série), Univ. Coimbra, nº2. (em impressão).

NORONHA, F.; RIBEIRO, M.A.; MARTINS, H.C & LIMA, J. (1998). Carta Geológica de Portugal, 1:50000. Folha 6–D - Vila Pouca de Aguiar. Serviços Geológicos de Portugal/Instituto Geológico e Mineiro. Lisboa.

SAINT BLANQUANT, M. (1994). *EXAMS, an Excell macro for automatic computing of AMS data*. Université de Toulouse. (Programa não publica-do).

SANT'OVAIA, H. (2000). *O maciço granítico pós-tectónico de Vila pouca de Aguiar. Estudo petroestrutural e mecanismo de instalação.* 314 pp. Universidade do Porto. Université Paul Sabatier (Toulouse III). Tese de Doutoramento.

SANT'OVAIA, H. ; BOUCHEZ, J.L. ; NORONHA, F. ; LEBLANC, D., VIGNERESSE, J.L. (2000). Composite-laccolith emplacement of the post-tectonic Vila Pouca de Aguiar granite pluton (northern Portugal): a combined AMS and gravity study. *Trans. R. Soc. Eding. Earth Sci.* 91: 123-137.

SANT'OVAIA, H.; MARTINS, H.C.B. & NORONHA, F. (2003a). Estudo petro-estrutural do maciço pós-tectónico de Águas Frias (Chaves). Resultados preliminares. Ciências da Terra, volume especial V, 57. VI Congresso Nacional de Geologia. Faculdade de Ciências e Tecnologia de Lisboa.

SANT'OVAIA, H.; OLIVIER, P. & NORONHA, F. (2003b). "Fabric" magnético do complexo granítico hercínico de Castro Daire. Ciências da Terra, volume especial V, 58. VI Congresso Nacional de Geologia. Faculdade de Ciências e Tecnologia de Lisboa.

SCHERMERHORN,L. (1980). Carta Geológica de Portugal à escala 1/50000. Notícia explicativa da folha 14-C – Castro Daire. 39 p. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.

SILVA, M.M.V.G. (1995). *Mineralogia, petrologia, e geoquímica de encraves de rochas graníticas de algumas regiões Portuguesas*. 288pp. Universidade de Coimbra. Tese de Doutoramento.

SILVA, M.M.V & NEIVA, A.M. (1998). Geoquímica de encraves microgranulares e granitos hospedeiros da região de Vila Nova de Gaia, norte de Potugal, Actas do V Congresso Nacional de Geologia. *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, Lisboa, 84 (1): B-35-B-38.

TARLING D.H. & HROUDA, F. (1993). *The magnetic anisotropy of rocks*. 217pp. Chapman & Hall, London. Magnetite-series and Ilmenite-series.

TEIXEIRA, C.; ASSUNÇÃO, C.T. & COELHO, A.V. P. (1974). Carta Geológica de Portugal à escala 1/50000. Notícia explicativa da folha 6-B - Chaves. 35 p. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.

TEIXEIRA, C.; SANTOS, P.J.; TEIXEIRA LOPES, J.V; PILAR, L. & CORREIA PEREIRA, V. (1972). Carta Geológica de Portugal, 1:50000. Folha 14–D – Aguiar da Beira. Serviço Fomento Mineiro. Lisboa.

Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe
Coruña. 2005. Vol. 30, pp. 87-98

ISSN: 0213-4497

Gravimetric anomaly modelling of the post-tectonic granite pluton of Águas Frias – Chaves (Northern Portugal)

Modelação da Anomalia Gravimétrica do maciço granítico pós-tectónico de Águas Frias – Chaves (Norte de Portugal)

SANT'OVAIA, H. [a,1] & NORONHA, F. [a,2]

Abstract

The aim of this study was to establish the three-dimensional shape of Águas Frias (AF) pluton using the interpretation of the gravity data and the modelling of the obtained residual anomaly. The relationship between the granites from AF pluton and Vila Pouca de Aguiar laccolith, which is located SSW from the former, is also discussed, in order to understand its emplacement mechanisms. AF pluton is a thick and deeply rooted body and its main volume is located under the outcrop of the two-mica granite. The AF granite was fed through a deep conduit located at the centre of the pluton, and then the biotitic granite and the two-mica granite are two different facies, which probably had the same feed zone. VPA and AF plutons, similar in mineralogical, chronological and magnetic features, are joined together in depth and were fed through feeding zones located within the NNE-SSW Penacova-Régua -Verin Fault (PRVF).
The shapes from the two granite plutons are quite different: VPA pluton is laccolithic and AF pluton belongs to the wedge-floored pluton type. Gravity data also suggest that AF pluton is more rooted than VPA pluton. We consider that this difference can be related to the great depth of PRVF in the sector of Chaves.

Key words: granite, post-tectonic, gravimetric, and modelling.

(a) GIMEF - Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências do Porto e Centro de Geologia da Universidade do Porto. Praça Gomes Teixeira 4099-002 Porto, Portugal
(1) hsantov@fc.up.pt; (2) fmnoronh@fc.up.pt

INTRODUCTION

Actually, granite bodies are studied through structural studies for their potential in recording events related to their emplacement. These structural studies can be achieved by accurate measurements of granite petrofabrics, using classical or Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) techniques (BORRADAILE & HENRY, 1997; BOUCHEZ, 1997, 2000). However, extrapolation at depth of surface structures is not straightforward, so gravity data inversion is now currently combined with structural studies (VIGNERESSE, 1988, 1990; AMEGLIO *et al.* 1997). Amongst the geophysical tools applied to granite bodies, gravimetry measurements are best suited to investigate the shape of plutons at depth (VIGNERESSE, 1990), because two kinds of data can be obtained:

- profiles (2 dimensional information)
- volume (3 dimensional information)

Through the inversion of gravity data, which is particularly sensitive to density contrasts, the shape at depth of the pluton, and depth of its floor, may be obtained with good confidence. The understanding of the 3 dimensional shapes of the granite bodies and of their floor's depth can be used to find the feeder zones of the plutons. Combining this information with structural patterns allows us to achieve a model for the pluton emplacement according to the tectonic context.

The combination of surface geological observations, mapping of AMS and gravimetric surveys is now widely used in the study of Variscan granites from Centro Iberian Zone (AUDRAIN *et al.*, 1989; AMICE, 1990; ARANGUREN, 1994; MOREIRA & RIBEIRO, 1994; YENES *et al.*, 1995; SANT'OVAIA *et al.*, 2000).

The present study deals with the characterization of 3 dimensional shape of the Águas Frias (AF) pluton, using the interpretation of the gravity data and the modelling of the residual anomaly obtained. The relationship between the granites from AF pluton and Vila Pouca de Aguiar (VPA), located SSW from the former, is also discussed in order to understand the emplacement mechanisms.

GEOLOGICAL SETTING

The Variscan orogeny was a major event in the tectonic evolution of Western Europe, characterised by a subduction-obduction-collision belt with a stacking of large-scale thrust nappes, between 390 Ma and 320 Ma (DIAS & RIBEIRO, 1994). In the northwestern part of the Iberian Peninsula, three main phases of deformation (D_1, D_2 and D_3) were found and the last one was intra-Westphalian in age (NORONHA *et al.*, 1979). A late brittle phase (post-D3), Late Carboniferous to Permian in age, is characterised by a set of conjugate strike slip faults (NNW-dextral and NNE-sinistral), pointing to a late-Variscan main compression around N-S (RIBEIRO, 1974; ARTHAUD & MATTE, 1975). Radiometric ages suggest a continuous magmatic activity from the Upper Devonian to the Upper Carboniferous or Permian in Northern Portugal. Based on several geological, petrographical and geochemical studies, these granites are divided into two main groups: the two-micas granites, dominantly syn-D3, and the biotite granites mainly late to post-D_3 and post-D_3 (FERREIRA *et al.*, 1987).

The AF granite pluton (figure 1), considered as post-tectonic (post-D3), occurs as a small body occupying an area of 30 km^2, located near the city of Chaves. This pluton is located in the "Galiza Média Trás-os-Montes Zone", a geotectonic zone of the Variscan Iberian Orogen (fig. 1) and cross-cuts two-mica syntectonic granites and also a Upper Ordovician to Lower Devonian metasedimentary sequence characterised by N120° trending folds with sub horizontal axes and sub vertical axial planar foliation S_3 (RIBEIRO, 1988). It is composed by non-deformed porphyritic granite, which is biotite-rich, coarse-medium grained, with K-feldspar megacrysts and occasionally plagioclase. Petrographic observations indicated the presence of quartz, K-feldspar (orthoclase and microcline), zoned plagioclase and biotite as the only ferromagnesian mineral. As accessory minerals, these rocks present frequently apatite, zircon, allanite, sphene, some muscovite and rare cordierite (SANT'OVAIA *et al.*, 2003). This granite is designated in 1/50 000

Geological Map (sheet 6B-Chaves 1974) as "granito de Águas Frias e Santo Estevão" and as a "calcalkaline monzogranite" (TEIXEIRA et al., 1974). In 1/200,000 geological Map, sheet 2 ("Carta Geológica de Portugal", 2000), it is considered as post-tectonic porphyritic coarse-medium biotite granite. In the centre of AF granite pluton occurs as a small outcrop of a two-mica medium-grained granite.

In the field, these rocks appear as almost isotropic and no evidence of magmatic fabric nor deformation fabric is present.

In southwestern prolongation of AF pluton, there are alluvium deposits, which fill the Chaves graben.

The AF pluton is spatially associated with Penacova-Régua-Verin fault (PRVF). This fault, still tectonically active (CABRAL & RIBEIRO, 1993), belongs to the NNE-trending brittle system cross-cutting the whole of Northern Portugal. This accident was nucleated on D_3 and reactivated later as a sinistral strike-slip fault with transtensional component.

GRAVITY DATA ACQUISITION

The raw gravity data and Bouguer anomaly values of the region of Vila Pouca de Aguiar-Chaves, previously reported in MOREIRA *et al.*, (1992), are interpreted and modelled in the present study. Gravity measurements were performed over 3649 closely spaced stations homogeneously distributed within an area of 379 km^2, situated between the meridians 620 and 641 km and the parallels 4615 and 4632 km of the U.T.M. Kilometric System (fig. 2). The gravity surveying coverage was extended over the AF pluton and its nearby surroundings.

The raw gravity data were obtained with a gravimeter Lacoste & Romberg, G model, with a precision of ± 0.01 mGal and with temperature and pressure compensations.

Elevations were determined using a precise (± 1 m) baro-altimeter that was calibrated several times a day.

BOUGUER ANOMALY

The treatment of raw gravity data comprises several stages:

- gravimetric corrections
- substraction of the regional effect
- modelling (inversion techniques)

In a gravity surveying, several effects are produced by sources, which are not of direct geological interest for the purpose of this study. Once these effects are removed by correcting the raw data to a datum (topography, elevation, latitude) and also from the tidal and instrumentation variations, the Bouguer anomaly values are determined. With these values, a grid can be computed and a Bouguer anomaly map is drawn. The combination of the isovalue contour line gradient of the Bouguer anomaly map and geological knowledge yields a first interpretation for the geometry of the granite body.

Our raw gravity data were corrected for the intrinsic constant of the apparatus and tidal effects and also for the usual topography, latitude and elevation corrections. The Bouguer correction was performed assuming a density of 2.70.

The resulting Bouguer anomaly was interpolated by kriging along 1 km-sided grid, using the application Surfer (Version 6, Golden Software Inc.). Using this grid, a map of isovalues contour lines of the Bouguer anomaly was obtained (fig. 3).

The Bouguer anomaly map shows that the AF pluton appears as a depression with anomalies ranging from –55 to –61 mGal. The pluton is well outlined by the -55 mGal contour line with a gradient inward to the pluton. A region of pronounced minima (<63 mGal) is present at the southwestern border of the pluton, which corresponds to the alluvium deposits from Chaves graben.

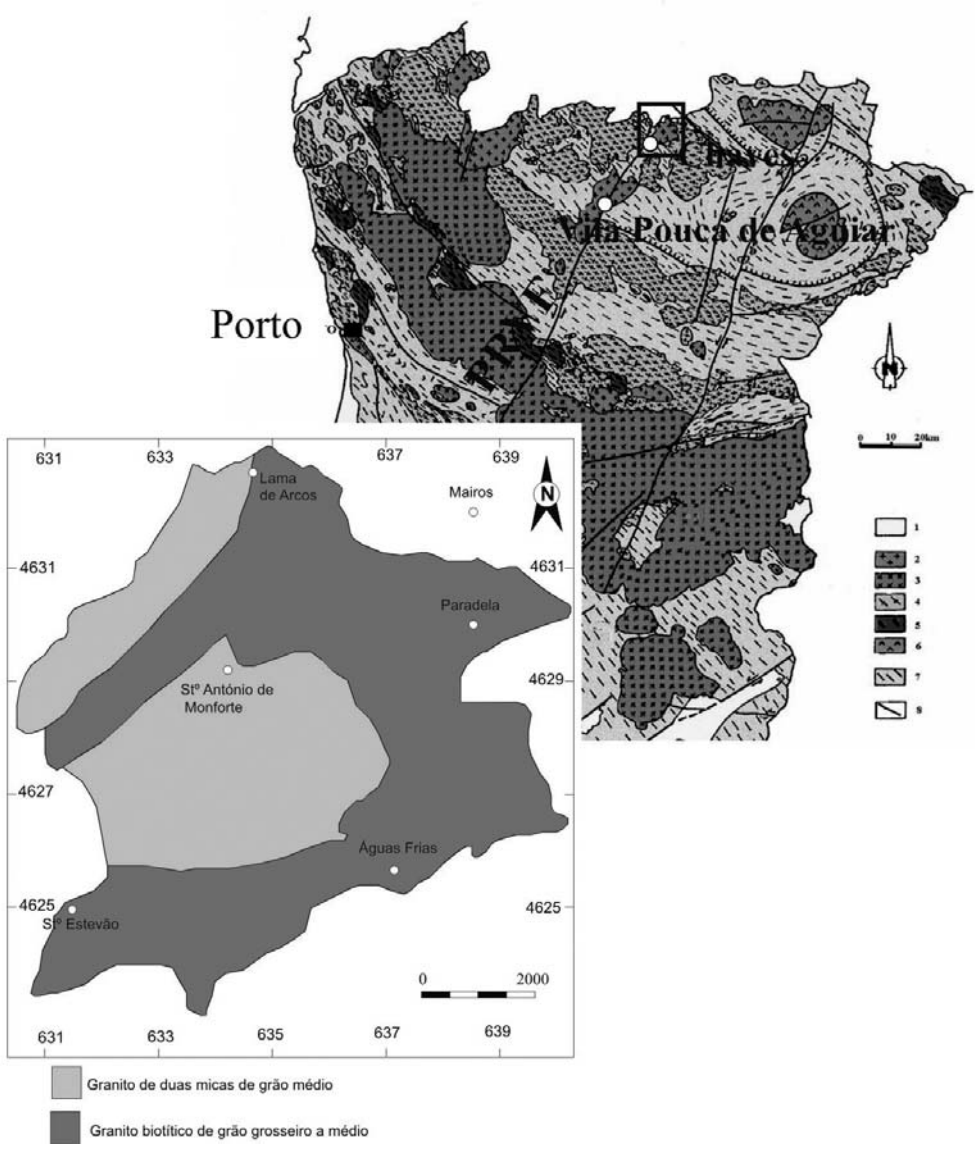


Figure1: Geological sketch map of the Águas Frias (AF) pluton and its country rocks. Geographical coordinates: UTM kilometric System.

Legend: 1- Post Paleozoic; 2-5 Hercynian Granitoids: 2-Post-tectonic biotite granites; 3- Late-tectonic biotite granites; 4-Syn-tectonic two-mica granites; 5- Syn-tectonic biotite granites; 6-Ultrabasic complexes; 7- Cambrian to Carboniferous metasedimentary rocks; 8-Faults (Ferreira et al. 1987, modified). PRVF – Penacova Régua Verin Fault.

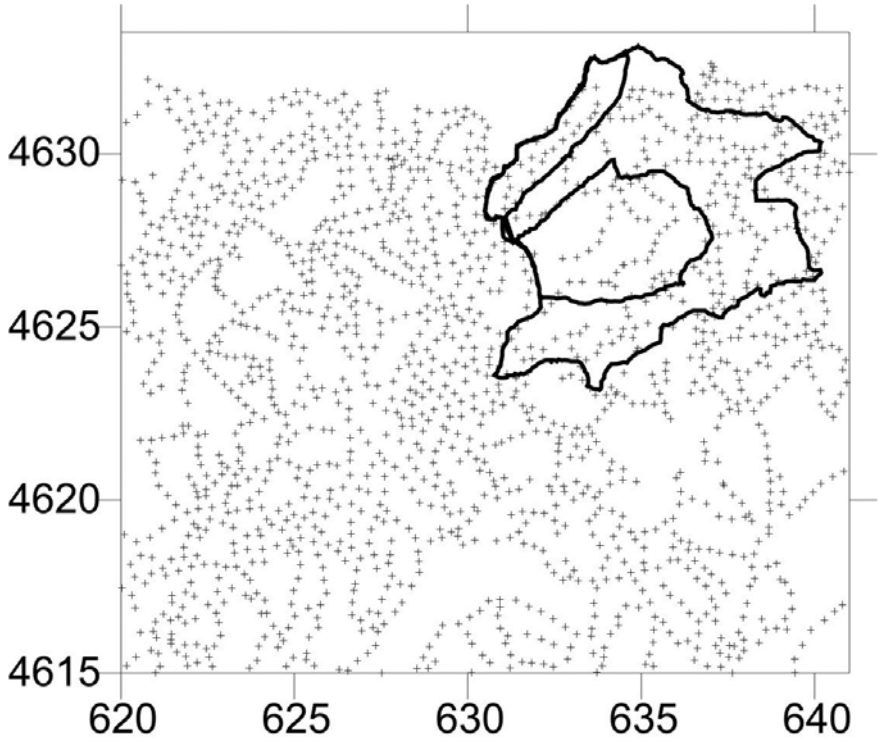


Figure 2: Gravimetric stations map of the AF pluton and surrounding areas. (Sketch map of the pluton in black).

EXTRACTING THE ANOMALY CAUSED BY THE AGUAS FRIAS PLUTON

Before any local interpretations are undertaken, the regional field effect must be subtracted from the Bouguer anomaly, in order to determine the residual anomaly that represents the local field associated with the granite.

The residual anomaly is calculated from the Bouguer anomaly map and determined by eliminating the regional effects induced by far-located bodies or by deep-seated sources. Several techniques, manual or digital, using frequency filters, subtracting polynomial or hand-drawn surfaces obtained after filtering on profiles, or gridded averages, have been improved to define the regional field (VIGNERESSE, 1990). This step is probably the most ambiguous part of the work. In fact, the separation of the local field from the regional field depends on what is considered to be the local field.

In the present study, the residual anomaly was calculated from the Bouguer anomaly map by subtracting the regional gravity trend, which was modelled by a polynomial adjustment. Polynomial methods consist in finding a surface which mathematical definition is a polynomial from linear to second or third degree and its function is given by $f(x,y)=a_0+a_1x+a_2y+a_3x^2+a_4xy+a_5y^2+\ldots$. This surface establishes a level which is a regional trend surface.

When the regional anomaly, modelled by that polynomial adjustment, is removed the residual anomaly map isolated the effect of the granite pluton. According to previous works (VIGNERESSE, 1990), the convenient residual anomaly map is obtained when the zero contour level of this map

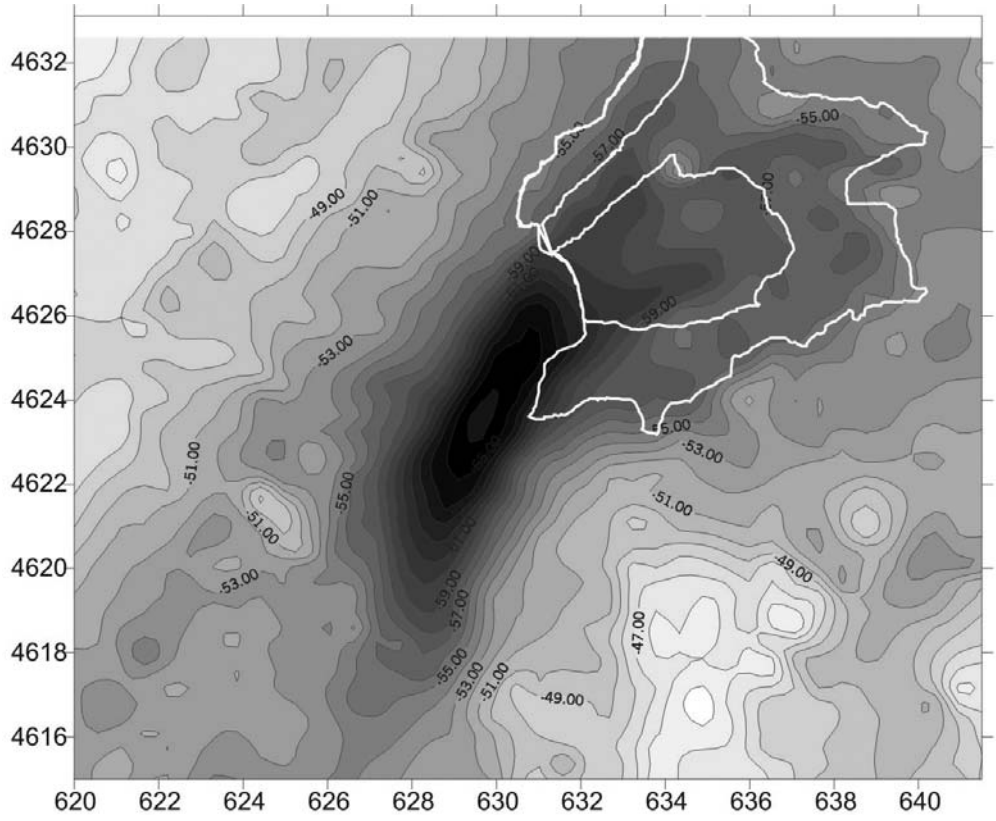


Figure 3: Bouguer gravity anomaly map of the AF pluton and surrounding areas (in mGal). (Sketch map of the pluton in white).

outlines the contour of the granite body.

In this study, a polynomial adjustment: f(x,y)= -54,5+(-1/10)X+(-1/9)Y and X=(x-635) and Y=(y-4630), was used. After the regional field has been subtracted from the Bouguer anomaly, the residual anomaly map for AF pluton (fig. 4) is determined. This map yields a negative signature for the studied pluton of about 0 to – 6 mGal in amplitude, and a positive anomaly at the east and west of the area, that can be correlated with metasediments. The residual anomaly map satisfactorily isolates the effect of the studied pluton, except at its southwestern part, where the zero contour level doesn't close. In this sector there is a separation between the zero contour level, elongated parallel to the graben and with a NNE-SSW trending outward the studied area limits. The negative anomaly of AF pluton is related to a lower density of the granite than that of the surrounding country-rocks. In the graben, we have also a strong negative residual anomaly (–12 mGal) due to the lower density of the alluvium deposits.

THREE-DIMENSIONAL SHAPE

Three main techniques have been evaluated (VIGNERESSE, 1990) in order to process the residual anomaly in terms of the pluton's shape and/or depth of the pluton's floor: the direct modelling, indirect processing of the measured anomaly and the inverse technique. With the inverse technique, model parameters are computed directly from measurements and the shape and the deep of the source body can be determined.

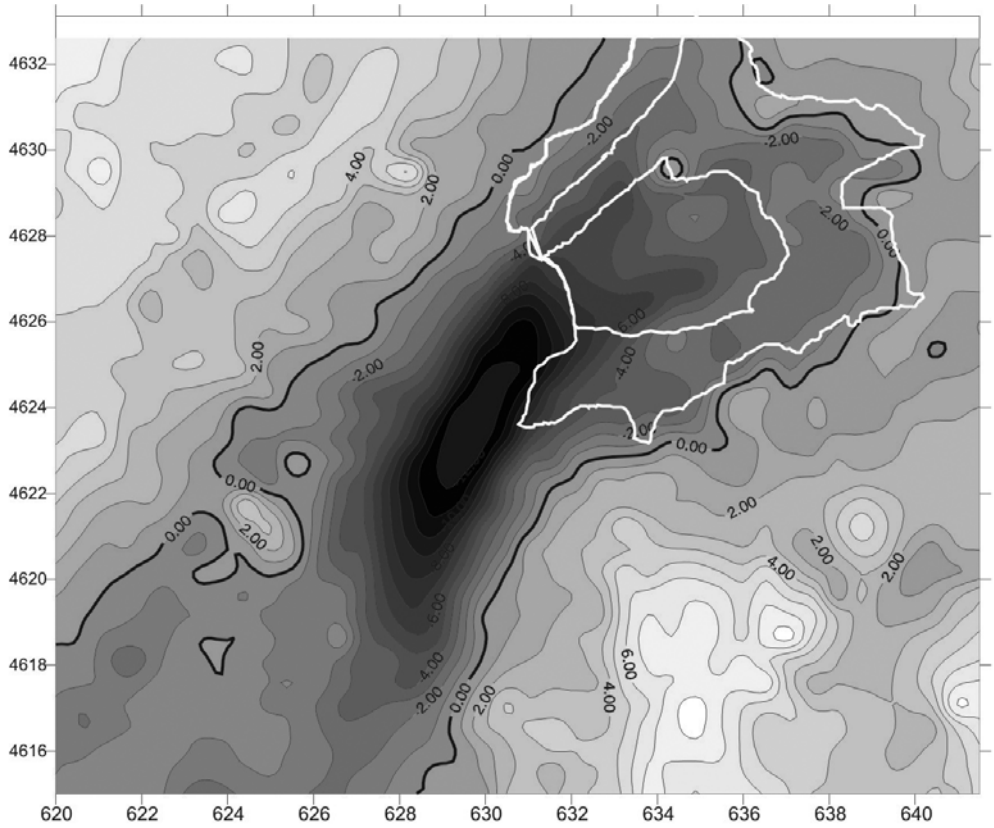


Figure 4: Residual gravity anomaly map of the AF pluton and surrounding areas (in mGal). (Sketch map of the pluton in white).

The residual anomaly was inverted using an iterative procedure. Among the several possible inversion methods, our modelling was performed using three-dimensional iterative procedure (CORDELL & HENDERSON, 1968), adapted to small-scale gravimetric investigations by (VIGNERESSE, 1990; AMEGLIO *et al.*, 1997).

The iterative procedure comprises three steps: (i) definition of an initial model based on the measured residual field; (ii) computation of the gravimetric effect of that model and (iii) modification of the model, until the measured and the calculated anomalies become alike. The second and the third steps consist of successive iterations until the convenient adjustment.

In these methods the area under study is sliced into elementary vertical prisms, each one having a constant density. Provided gravity measurements are distributed on a regular grid map, and then the thickness of the prism centred at each mesh point is computed. The resulting anomaly is then calculated from the 3-D structure defined by all prisms, and the differences between the computed anomaly and the measured one, are used to slightly modify the depth of each point of measurement.

In the present study, a map of surface densities for the granite body and surrounding rocks has been incorporated into the computation in order to better constrain the nominal densities of the prisms. The density contrast between the granite body from AF and the surrounding rocks was Dd=-0.07. In the

sector where alluvium formations occurred, a density contrast of Dd=-0.7 was first used, to be sure that the effect produced by the low density of the alluviums was removed. Then a density contrast of Dd=-0.07 for the granite located under the alluvium was used. These density contrasts are in agreement with those obtained in our laboratory for the granite (d=2.70) and for the metasedimentary country-rocks (d=2.77). For the alluvium formations, densities weren't measured, but the contrast leads us to a density of 2.0 for those formations which is acceptable for this kind of material.

Gravity modelling of the AF pluton's floor (fig. 5) discloses that its floor presents depth values which reach 12 km. In the central zone, under the outcrop of the two-mica granite, there is the main volume of the pluton, with floor depths reaching 16 km. In this zone it is located a deep conduit which can be assumed as a feeding root. At the south limit, the pluton floor seems to extent in SSW direction under the cover rocks with shallow depth values.

DISCUSSION

The modelling of the residual gravity gives to AF pluton the shape of a thick and deeply rooted body. The main volume of the pluton is located under the outcrop of the two-mica granite. The AF granite seems to be fed through a deep conduit located at the centre of the pluton and then, the biotite granite and the two-mica granite are two different facies, which probably had the same feed zone. Chronological relations between biotite and two mica granite facies are not yet established.

The zero contour level doesn't close but extends in a SSW direction outward the studied area. On the treatment of residual anomaly of VPA pluton (see location at fig. 1), the same problem was experienced and a connection of the two plutons in depth was proposed (SANT'OVAIA *et al.*, 2000). We consider that this connection of the two granite bodies is possible and due to the presence of feeding zones along the PRVF.

Assuming this connection on depth, a similitude between the two plutons must be considered. Petrographic studies have shown similar mineralogical compositions for the granites of both plutons. They correspond to biotite-rich granites but we must emphasize the presence of cordierite in AF granite. Preliminary AMS studies of AF granite corroborated these results (SANT'OVAIA *et al.*, 2003). In AF biotite granite magnetic susceptibility has an average value of 9.2×10^{-5} SI, typical from paramagnetic granites and related to the iron content from biotites. The anisotropy magnitudes are quite low, 1.7% in average, and confirm the non-deformed character of AF granite confirming its classification as post-tectonic.

However, the shapes from the two granite plutons are quite different: VPA pluton is laccolithic in overall shape (figure 6), less than 1 km in thickness on 60% of its thickness area; while AF pluton has a greater thickness (» 10 km) and belongs to the wedge-floored pluton type (AMEGLIO *et al.*, 1997).

Gravity data also suggest that AF pluton is more rooted than VPA pluton. This difference can be related to the depth of PRVF in the sector of Chaves. PRVF is a preferential location for several water springs. Pedras Salgadas, Vidago and Chaves are examples from water springs aligned within that fault, between Vila Pouca de Aguiar and Chaves. In the city of Chaves, spring thermal water can reach temperatures of 68°C in the summer. However, springs in Pedras Salgadas and Vidago, which are located at SSW from Chaves, water temperatures are respectively 17°C and 16°C (NORONHA, 2001). We assume that a deeper circulation in this sector of PRVF can explain the hotter water from Chaves spring. This is consistent with a deeper root from AF pluton than for VPA pluton.

Finally, we propose that AF pluton can be the result of the infilling of a dilatant volume within PRVF. Transcurrent movements during the latter phases of Variscan orogeny could achieve local dilatancy.

CONCLUSIONS

AF pluton is a thick and deeply rooted body and its main volume is located under two-mica granite. The AF granite was fed through a deep conduit located at the centre of the pluton. VPA and AF plutons, similar in mineralogical, chronological and magnetic features, are joined together in depth and both had feeder zones located within the PRVF.

The shapes from the two granite plutons are quite different: VPA pluton is laccolithic ad AF pluton belongs to the wedge-floored pluton type.

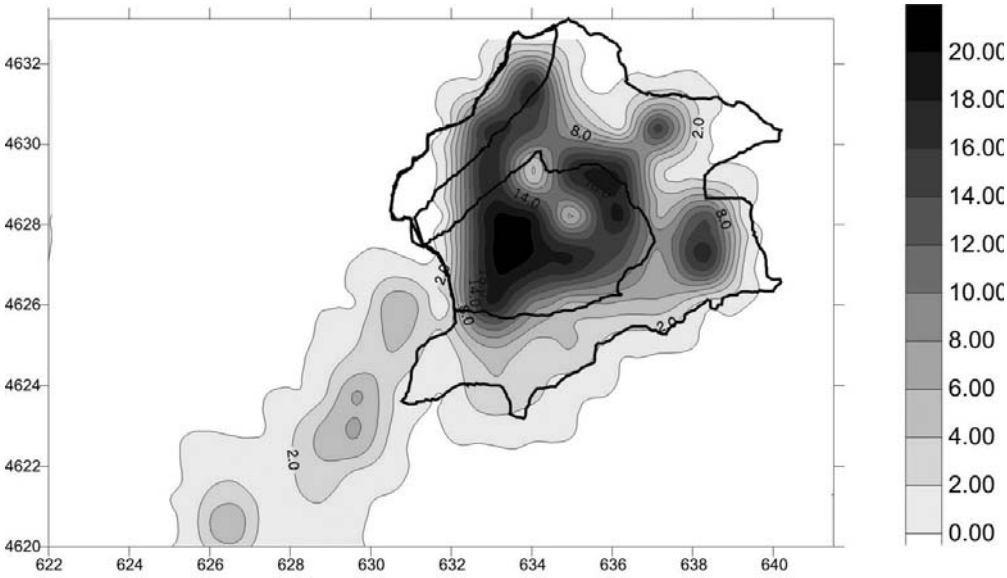


Figure 5: Three dimensional shape of the AF pluton. Depth contours (in km) of the pluton floor obtained after data inversion. (Sketch map of the pluton in black).

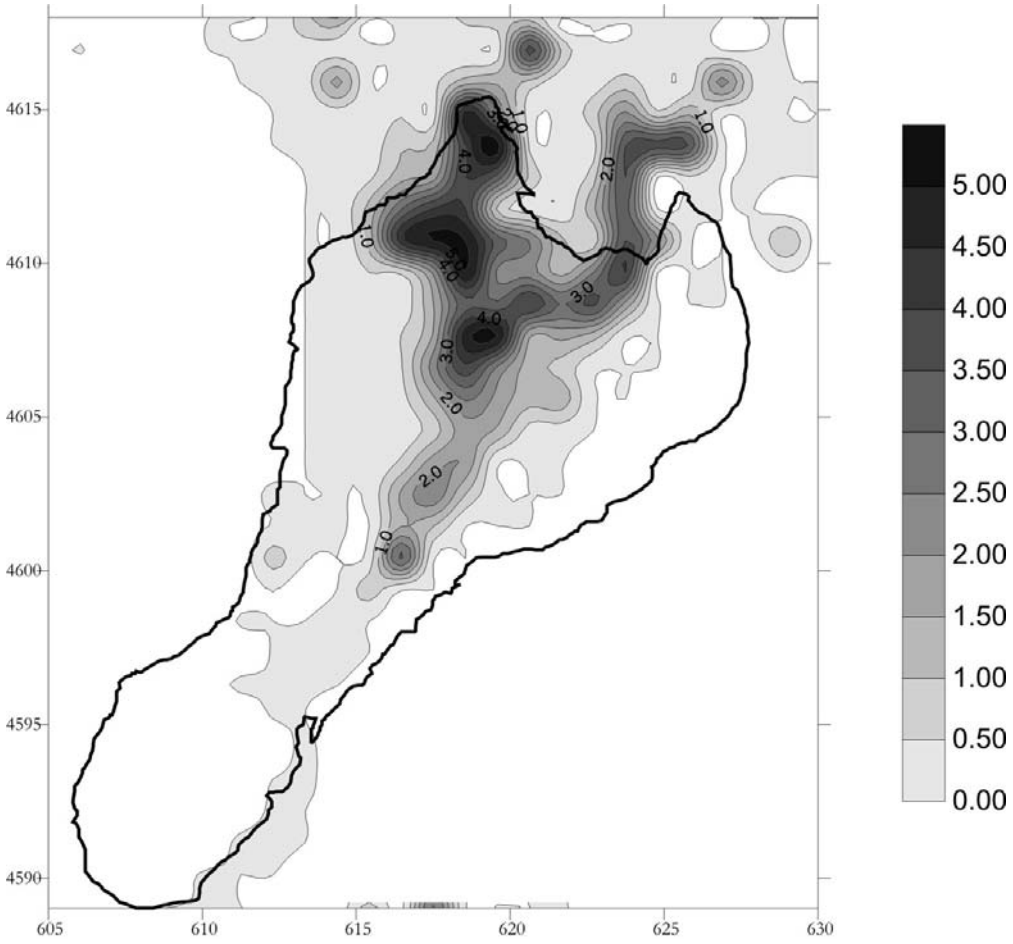


Figure 6: Three dimensional shape of the VPA pluton. Depth contours (in km) of the pluton floor obtained after data inversion. (Sketch map of the pluton in black).

Gravity data also suggest that AF pluton is more rooted than VPA pluton. We consider that this difference can be related to the great depth of PRVF in the sector of Chaves.

ACKNOWLEDGEMENTS

This work is integrated in activity of GIMEF "Centro de Geologia da Universidade do Porto", and received financial support of "LITHOSTRUMODEL PROJECT" (POCTI/CTA/40813/2001). Available regional gravity data were kindly supplied by Professor Mendes Victor (Geophysical Institute, Lisbon).

Recibido:8/6/2005
Aceptado:10/8/2005

REFERENCES

AMÉGLIO, L.; VIGNERESSE, J.L. & BOUCHEZ, J.L. (1997). Granite pluton geometry and emplacement mode inferred from combined fabric and gravity data. In: J.L. Bouchez, D.H.W. Hutton & W.E. Stephens (eds.) *Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics*. Kluywer Academic Publishers, Dordrecht. pp.199-214.

AMICE, M. (1990) *Le complexe granitique de Cabeza d'Araya (Estrémadure, Espagne). Zonation, Structures magmatiques et magnétiques, Géometrie. Discussion du mode de mise en place*. Université Paul Sabatier de Toulouse. 225 pp. (PhD Thesis).

ARANGUREN, A., (1994). Estructura y cinemática de emplazamiento de los granitoides del Domo de Lugo y del Antiforme del Ollo de Sapo. *Serie Nova Terra*, 10, O Castro. 237 pp.

ARTHAUD, F. & MATTE, PH. (1975). Les décrochement tardi hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, 25: 1/2: 139-171.

AUDRAIN, J.; AMICE, M.; VIGNERESSE, J.L. & BOUCHEZ, J.L. (1989). Gravimétrie et géometrie tri-dimensionelle du pluton granitique de Cabeza de Araya (Estrémadure, Espagne). *C.R. Acad. Sci.Paris*, Sér.II, 309: 1757-1764.

BORRADAILE, G.J. & HENRY, B. (1997). Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth Sci. Rev.*, 42: 49-93.

BOUCHEZ, J.L. (1997). Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies of granitic rocks. In: J.L. Bouchez, D.H.W. Hutton & W.E. Stephens (eds.) *Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics*. Kluywer Academic Publishers, Dordrecht. pp.95-112.

CABRAL, J. & RIBEIRO, A. (1993). Movimentos neotectónicos verticais em Portugal Continental. Tentativa de síntese. *Actas da 3ª Reunião do Quaternário Ibérico*. Universidade de Coimbra. pp. 31-37.

CARTA GEOLÓGICA DE PORTUGAL. 1/200 000. Sheet 2. (2000). E. Pereira (Coord.). Instituto Geológico Mineiro. Lisboa.

CORDELL, L. & HENDERSON, R.G. (1968). Iterative three dimensional solution of gravity anomaly using a digital computer. *Geophysics*, 33: 596-601.

DIAS, R. & RIBEIRO, A. (1994) *The Ibero-Armorican Arc: A collision effect against an irregular continent? In: R. Dias, Regimes de deformação no autóctone da Zona Centro-Ibérica: a importância para a compreensão da génese de Arco Ibero-Armoricano*. Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. (PhD Thesis).

FERREIRA, N.; IGLÉSIAS, M.; NORONHA, F.; PEREIRA, E.; RIBEIRO, A. & RIBEIRO, M.L. (1987). Granitóides da Zona Centro Ibérica e seu enquadramento geodinâmico. In: Bea, F.; Carnicero, A. ;Gonzalo, J.; Lopez Plaza M. & Rodriguez Alonso, M.D. (Eds.). *Geología de los Granitoides y Rocas Asociadas del Macizo Hesperico*. Libro de Homenaje a L.C. García de Figuerola. Editorial Rueda, Madrid. pp. 37-51.

MOREIRA, M. & RIBEIRO, M.L. (1994). Caracterização magnética e modelo do mecanismo de intrusão do maciço granítico do Romeu. Comun. Inst. geol.min. 80: 3-14.

MOREIRA, M.; RIBEIRO, J. & MENDES VICTOR, L. (1992). Cartografia das anomalias gravimétricas e magnéticas em Trás-os-Montes (Chaves-Vila Real). In: *Fisica'92, 8ª Conferência Nacional de Física e 2º Encontro Ibérico para o Ensino da Física*, Vila Real, 1992, Livro de Resumos. Sociedade Portuguesa de Física. pp. 433-434.

NORONHA, F. (2001). Geofluidos do presente e do passado, suas potencialidades. In Energía y futuro. *Real Academia Galega de Ciências*. pp 69-98.

NORONHA, F.; RAMOS, J.M.F.; REBELO, J.A.; RIBEIRO, A. & RIBEIRO, M.L. (1979). Essai de corrélation des phases de déformation hercynienne dans le Nord-Ouest Péninsulaire. *Bol. Soc. geol. Portug.,* 21, 2/3: 227-237.

RIBEIRO, A. (1974). Contribution à l'étude de Trás-os-Montes Oriental. Texte, 168 pp; Cartes hors texte. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa; *Mem. Serv.geol. Portug.,* N.S., 24.

RIBEIRO, M.A. (1998). *Estudo litogeoquímico das formações metassedimentares encaixantes de mineralizações em Trás-os-Montes Ocidental. Implicações metalogénicas*. Universidade do Porto. 231 pp.; Anexos e Mapas. (PhD Thesis).

SANT'OVAIA, H.; BOUCHEZ, J.L.; NORONHA, F.; LEBLANC, D. & VIGNERESSE, J.L. (2000). Composite-laccolith emplacement of

the post-tectonic Vila Pouca de Aguiar granite pluton (northern Portugal): a combined AMS and gravity study. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* – Hutton IV. 91: 123-137.

SANT'OVAIA, H.; MARTINS, H.C. & NORONHA, F. (2003). Estudo petro-estrutural do maciço pós-tectónico de Águas Frias (Chaves). Resultados preliminares. Ciências da Terra, volume especial V. *VI Congresso Nacional de Geologia. Faculdade de Ciências e Tecnologia de Lisboa*. 57 pp.

TEIXEIRA, C.; ASSUNÇÃO, C.T. & COELHO, A.V.P. 1974. Carta Geológica de Portugal à escala 1/50000. Notícia explicativa da folha 6-B-Chaves. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa. 35 pp.

VIGNERESSE, J.L. (1988). Forme et volume des plutons granitiques. Bull.Soc. géol. France, 8ª Sér., 4: 897-906.

VIGNERESSE, J.L. (1990). Use and misuse of geophysical data to determine the shape at depth of granitic intrusions. Geol. J., 25: 249-260.

YENES, M.; GUTIÉRREZ ALONSO, G.; ÁLVAREZ, F.; DÍEZ BALDA, M.A. & VIGNERESSE, J.L. (1995). Geometry and kinematics of some variscan granitoids emplaced in the occidental border of the Spanish Central System (Central Spain). In: *European Union Geoscience E.U.G. 8*, Strasbourg. Terra Nova, Abstract Supplement nº1, Vol. 7, p.142.

Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe
Coruña. 2005. Vol. 30, pp. 99-124

ISSN: 0213-4497

Late Holocene evolution of redox state of the sediments of Galicia Mud Deposit (outer continental shelf)

Evolução Holocénica Recente do estado redox dos sedimentos do Depósito Lodoso da Galiza (plataforma continental externa)

MARTINS, V.[1]; JOUANNEAU, J.-M.[2]; WEBER, O.[2]; PATINHA, C.[3]; FERREIRA DA SILVA, E.[3]; TERROSO, D.[1]; DIAS, J. M. A.[4] & ROCHA, F. T.[1]

Abstract

Outer continental shelf dynamics are influenced by terrestrial and marine processes. The past studies in this environment are important to understand the evolution of nearshore/slope processes and frame the actual processes. The main aim of this work is to study the Late Holocene evolution of redox state of the Galicia Mud Deposit (outer continental shelf) sediments related to the supply of organic carbon to the sea floor. West Iberian Margin is affected by intermittent upwelling episodes, in general during spring/summer, which determine the increase of oceanic productivity, influencing the supply of organic mater to the bottom.

Sedimentary grain-size, geochemical and micropalaeontological (benthic foraminifera) data, obtained along the OMEX KSGX 40 core (164-cm long) were analysed in this work. This core was collected in the Galicia Mud Deposit, from the NW Iberian outer continental shelf, off Ría of Vigo (North of Spain). Three radiocarbon datings (based on mixed benthic foraminiferal tests) were used to perform this core depth age model which is supported by calibrated (cal) ages before present (BP) after correction for marine reservoir. Data indicate a number of substantial changes in sedimentation (texture and composition) and food/oxygen availability to the benthic ecosystem during the last ~4.8 ka cal BP. Sedimentary fine fraction Fe and Mn content, two redox sensitive chemical elements, were used to identify the occurrence of significant authigenetic/diagenetic alterations during the periods of higher deposition of organic matter and lower oxygen levels.

A Benthic Foraminifera High Productivity (BFHP) proxy indicates a steadily increasing in the Corg flux and nutrient load contemporaneous with the deposition of finer sediments, suggesting an intensification of the eutrophication in the last 2.2 ka cal BP. Two periods of higher eutrophication contemporaneous of finer deposition of sediments (two muddy intervals) could have happened between ~2.2-1.2 ka cal BP and ~0.5-0.1 ka cal BP. The eutrophication pattern, based on the BFHP proxy, is clearly related to changes in texture of the sediments and should be related directly or indirectly to coastal upwelling-dominated depositional

Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe
Coruña. 2005. Vol. 30, pp. 99-124

intervals and/or with higher lateral Corg flux to the studied site. Benthic Foraminiferal Oxygen Index indicates deep decreasing in oxygen levels in sediments pore-water and probably in bottom water column during the refereed periods leading to higher authigenetic/diagenetic changing as suggest Fe and Mn values.

Key words: Galicia outer continental shelf; Holocene; sediments redox state, Corg flux

(1) Centro de Minerais Industriais e Argilas (MIA) e Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro, Campus Universitário de Santiago, 3810-193 Aveiro, Portugal. (E-mail: vmartins@geo.ua.pt)
(2) Département de Géologie et d'Océanographie, Université de Bordeaux I, CNRS, France.
(3) ELMAS, Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro, Portugal.
(4) Universidade de Algarve, Campus de Gambelas, Faro, Portugal.

INTRODUCTION

The Western Iberian shelf is relatively narrow between 42º-43ºN, 30-40km wide, with typical depth 100-150m (HUTHNANCE *et al.*, 2002). In the south area, a tectonic depression within the shelf allowed the recent development of the Galicia Mud Deposit (DIAS *et al.*, 2002a, b; JOUANNEAU *et al.*, 2002) (fig. 1).

This coastal zone is characterized by the existence of four 'Rías': Vigo, Pontevedra, Arosa, and Muros (the so-called 'Rías Baíxas'). They have a WSW–ENE development and mouths wider than 10 km, reaching in general 40–50m of water depth and are sources of fine sediments to the shelf (REY SALGADO, 1993).

Recurrent upwelling episodes (~2 week period; BLANTON *et al.*, 1984; ÁLVAREZ-SALGADO *et al.*, 1993), more frequent during April/May to September/October, i.e. at the upwelling season, are induced by northerly winds at these latitudes (WOOSTER *et al.*, 1976). The upwelled cold and nutrient rich Eastern North Atlantic Central Water (ENACW) enhances the oceanic productivity in shelf areas (TENORE *et al.*, 1995) and inside the 'Rías Baíxas' (HANSON *et al.*, 1986). The subsequent remineralization of the sinking particulate organic matter can take place at the sediment-water interface (ÁLVAREZ-SALGADO *et al.*, 1997).

The increase in rain rate of organic matter to the bottom can result in a high consumption of oxygen by aerobic organisms and cause changes in the redox state of the surface sediments, in the areas of fine sediments, where pore-water oxygen renewal is difficult (JÖRISSEN *et al.*, 1995; De STIGTER, 1996; Van der ZWAAN *et al.*, 1999).

Foraminifera, (GOODAY *et al.*, 2001) as a group, probably more opportunistic than metazoans, can better tolerate oxygen depletion, and have population dynamics that are more closely coupled to organic matter inputs than other metazoans. So, this group has been used for many researchers to evaluate the palaeocarbon flux to the sea floor and oxygen conditions in the sediments and bottom water (e.g. JUSTIC *et al.*, 1987; JUSTIC, 1991a,b; KAIHO, 1991; BERNHARD *et al.*, 1997; JÖRISSEN, 1999).

Commonly, benthic foraminifera stratigraphic data are analysed with regard to the distribution pattern and the ecological meaning of the most frequent species (MURRAY, 1991). In this work, the benthic foraminifera species percentage per sample was used to calculate two main biological proxies. Considering that both dissolved oxygen and organic carbon flux are important controlling factors for benthic foraminiferal assemblages, we will contrast the Benthic Foraminiferal Oxygen Index (BFOI; based on KAIHO, 1994) and a Benthic Foraminifera High Productivity (BFHP) proxy with geochemical proxies of redox state of sediments. The aim of this work is to identify in core KSGX 40 variations in dissolved oxygen values of sedimentary pore-water and/or bottom water linked to the organic matter supply to the Galicia Outer Shelf during the Late Holocene.

MATERIALS AND METHODS

The OMEX (Ocean Margin Exchange Project) core KSGX 40 was collected at the Galicia Mud Deposit, located (fig. 1) on the NW Iberian outer continental shelf, off Ria of Vigo, North of Spain (42º14'98"N, 09º01'01"W and 115m). This core (164-cm long) was horizontally sliced into 1 cm intervals for grain size, geochemical and benthic foraminiferal studies.

Grain size analyses were carried out by Laser Diffraction in Particle Size Analysis (using a Mastersizer S instrument, Malvern Instruments), which provided the grain size distribution in the size range 0.05 to 878 ìm.

Iron and manganese concentrations were determined on fine fraction (<63ìm) by atomic absorption spectrometry. Calcium carbonate content was determined in the bulk sediment by the gasometric method.

The sand fraction (63-1000ìm) dried residue of 133 samples were analysed for benthic foraminifera studies using a light microscope. Foraminiferal abundance (number per gram of bulk sediment) was calculated counting shells from a known weighted sediment split. More than 300 well preserved specimens were determined and counted to identify benthic foraminiferal assemblages. Determination of benthic foraminiferal species was based on LOEBLICH & TAPPAN (1988) and ELLIS & MESSINA Catalogue (1940-1988), as well as references cited by MARTINS & GOMES

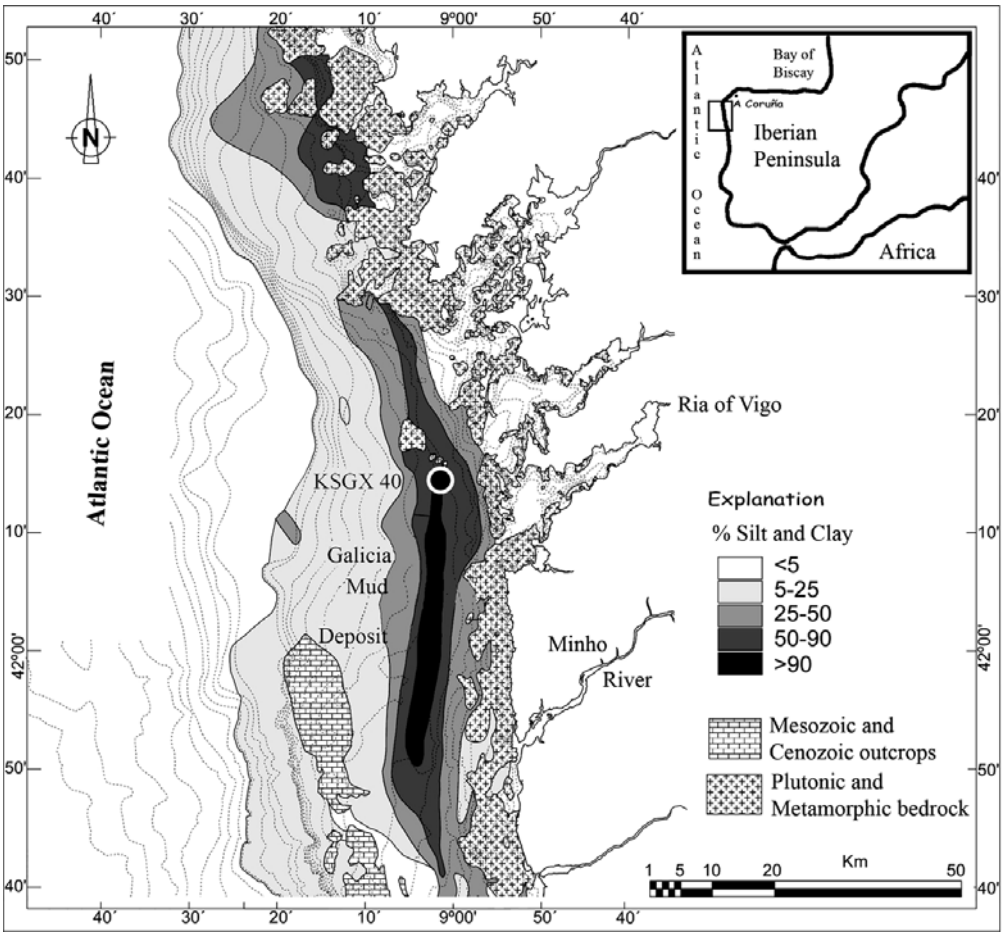


Fig. 1 – Map of the studied area (adapted from Dias et al., 2002 a,b) showing the location of core KSGX 40 and localities mentioned in the text.

(2004).

Three radiocarbon dates of mixed foraminiferal shells (10mg to 20mg) collected in the sedimentary size fraction >125mm of the layers 39-40cm, 69-70cm and 134-135cm were carried out by AMS method at "Beta Analytic Inc.", Miami, Florida, USA. Data were corrected to calibrated years BP using the CALIB 4.3 program (STUIVER *et al.*, 1998). The final results correspond to calibrated ages (cal) using 2 ó intervals (MARTINS, 2004).

Benthic foraminiferal proxies

The organic carbon flux (food) (Van der ZWAAN *et al.*,1999), is important in determining abundance of benthic foraminifera, which is subordinate when oxygen starts to be limiting. This is the case of almost all shallow water systems with muddy substrates where microhabitat patterns or

benthic foraminiferal distribution along a redox gradient appears to be correlated with specific redox levels.

Many palaeontologists accept that variations in oceanic primary productivity, flux of organic carbon to the sediments, and dissolved-oxygen levels at the sediment-water interface and in the sediments are important in the control of benthic foraminiferal test size, wall thickness, morphology, and species composition of assemblages (KAIHO, 1994, 1999; JÖRISSEN *et al.*, 1995; De STIGTER *et al.*, 1996; BERNHARD & SEN GUPTA, 1999; Van der ZWAAN *et al.*, 1999).

Considering the calcareous benthic foraminiferal morphologies found in poorly oxygenated deposits differ from those present in highly oxygenated deposits, (KAIHO, 1991) because benthic foraminiferal test morphology could be used to extrapolate relative amounts of dissolved oxygen of past deep-sea bottom waters. He classified the calcareous benthic foraminifera from DSDP samples of Cenozoic age from the world oceans and New Zealand Palaeogene samples into three categories: aerobic, anaerobic and intermediate forms. Following this, he used the ratio of aerobic versus aerobic plus anaerobic forms to estimate global changes in the oxygen content of deep oceanic waters.

This author, (KAIHO, 1991) also produced the Benthic Foraminiferal Oxygen Index (BFOI) based on these foraminiferal categories. BFOI can be calculated following the definition of indicators (oxic, suboxic, and dysoxic) and the equations of KAIHO (1994): (1) When *O* is greater than zero, [*O*/(*O*+*D*)] x 100 (where *O* and *D* are numbers of specimens of oxic and dysoxic indicators, respectively). (2) When *O* equals zero and *SD* is greater than zero,{[*S*/(*S* + *D*)] – 1 } x 50 (*S* is the number of specimens of suboxic indicators). (3) Black laminated mud or shales barren of calcareous benthic foraminifera but containing planktonic foraminifera (0–0.1 ml/l O_2), were given a BFOI of -55.

KAIHO (1999) demonstrated, however, that in the deep ocean the BFOI correlates most strongly with dissolved oxygen levels in overlying water (R^2 = 0.81), weakly with oceanic primary productivity (R^2=0.55), and weakly with organic carbon flux to the sediments (R^2 = 0.51). According to this author, dissolved-oxygen levels would reflect: (1) the integrated effect of oxygen consumption controlled by the organic carbon flux (R^2 = 0.43) and global deep ocean ventilation (i.e., water mass age); and (2) dissolved oxygen levels in source areas of deep water controlled by its temperature and atmospheric oxygen levels at the point where deep water sinks.

Benthic foraminifera are also considered particularly useful for estimating carbon palaeoflux since they are more resistant to diagenetic changes caused by dissolution or oxidation than for example planktonic foraminifera or accumulation of organic carbon (CORLISS & CHAN, 1988). So, down-core variations in organic matter flux, estimated by grouping benthic foraminifera taxa which are known to flourish under high C_{org} flux, will be contrasted with the BFOI in order to estimate the more significant oxygen alterations in the bottom water column overlying the sediments and/or in sedimentary pore-water and geochemical proxies of redox state.

Benthic foraminifera high productivity proxies (BFHP) include the total percentage of *Bolivina/Brizalina spp.*, *Bulimina spp.*, *Cassidulina laevigata /C. carinata*, *Cassidulina teretis*, *Eggerella/Eggeroides spp.*, *Epistominella vitrea*, *Fursenkoina spp.*, *Globobulimina spp.*, *Nonionella spp.*, *Rectuvigerina phlegeri*, *Stainforthia spp.*, *Uvigerina peregrina* and *Valvulineria bradyana*. This sub-group determination was based on the references cited in appendix B.

Iron and manganese contents are used in this core as indicators of redox-oxic changing conditions (*e.g.* FROELICH *et al.*, 1979; NEUMANN *et al.*, 1997; PEINERUD, 2000; TEKIROGLU *et al.*, 2001).

Statistic analysis

To determine how closely some of our data obey a linear relationship we used the R-squared value computed in Excel (varying between $0 <= R^2 <= 1$). The R^2 is a correlation coefficient and measures the strength between two variables. The high correlation between data is denoted with a high R-squared value. The high R^2 value helps to predict a Y value to a knowing X.

The correlation between two variables was also measured with the Pearson Correlation. Pearson's

correlation also reflects the degree of linear relationship between two variables. It ranges from +1 to -1. Where -1.0 is a perfect negative (inverse) correlation, 0.0 is no correlation, and 1.0 is a perfect positive correlation. The formula for Pearson's correlation takes on many forms. We used the formula applied by *Statistica* package.

RESULTS

Significant variation in grain size can be observed through the core KSGX 40 (MARTINS, 2004). The sedimentological parameters measured show that this core records a granule-decreasing upward sequence with a high sand content in the section between 164-80 cm (fig. 2). Gravel fraction, the coarser one, is rare and is composed mainly by mollusc's shells and other bioclasts. Fine fraction is predominant in the first 80 centimetres particularly between 80-50 cm and 20-0 cm. We designated these two sections as muddy intervals.

The carbonate content is an important parameter in the classification of the sediment and interpretation of the sedimentary regime (STOW & PIPER, 1984); however, one must be careful to determine the type carbonate (i.e. modern planktic foraminifera or reworked older carbonates in turbidites) which was not done by Stow and Piper. The studied core has low carbonate values, which varied between 2-18 %, since terrigenous particles are the main component of these sediments. Carbonate values correlate well with sediment grain size, decreasing as far as sediment mean grain size also decreased.

The absolute abundance of benthic foraminifera varied between 160 to 9600 in the number of specimens per gram of bulk sediment. The most remarkable feature in the foraminifera abundance (n.º/g) curve, like carbonate values, is the clear and progressive upward reduction of foraminiferal abundance as sediment mean grain size decreases (fig. 2). In fact, t he large amount of calcium carbonate content of these sediments is due to the contribution of molluscs and foraminiferal bioclasts.

Pyrite (FeS_2) filled foraminiferal tests and framboidal pyrite granules are present in sand fraction all along the core. Iron content varies between 1-5 % whereas manganese values oscillate between 88-262ppm. Iron and manganese have a significant R^2 value (0.73) (fig. 3). Both elements have lower concentrations in sand-rich sediments and higher concentrations in fine grained deposits. This association is expressed by its positive and high Pearson's correlation with fine fraction (0.86 and 0.85, respectively; $p<0.05000$) and by the R^2 value (0.82, 0.69, respectively) (figure 4 plot).

A total of 354 taxa of benthic foraminifera were recognized (MARTINS, 2004), but only 111 taxa are listed in appendix A. Rare species that only occur in one sample or never exceed 0.4 % were excluded or grouped under its generic designation (like e.g. *Lagena spp., Oolina spp.*, *Parafissurina spp., Nonion spp., Elphidium spp.*). This reduction represents 0-3 % of the whole foraminiferal assemblage.

Bolivina/Brizalina spp. (23-67%), *Cassidulina/Globocassidulina spp.* (3-30%), *Bulimina spp.* (3-16%), *Cibicides spp.* (0.3-19%), *Stainforthia/Fursenkoina spp.* (0-13%), *Nonionella spp.* (0-6%) and *Elphidium/Cribrononion spp.* (0-5%) are the most abundant taxa of the core KSGX 40 (fig. 5).

Bolivina/Brizalina spp. percentage is higher in finer sediments whereas *Cibicides spp.* are more represented in coarser one (richer in sand fraction). Percentage of *Bolivina/Brizalina spp.*, *Stainforthia/Fursenkoina spp.* and *Nonionella spp.* become higher in the muddy intervals. *Cassidulina/Globocassidulina spp.*, *Bulimina spp.* and *Elphidium/Cribrononion spp.* only decreased its percentage in the middle section of the core.

Age depth model of the studied core

Age depth model of the studied core was based on the interpolation of three radiocarbon 2 sigma calibrated ages which provided the following dates: 39-40cm, 1114-950 cal BP; 69-70cm, 2460-2300 cal BP; 134-135 cm, 4440-4240 cal BP. The referred C^{14} datings were corrected for a marine reservoir effect of 400 years (SOARES, 1989). This core records the past ~4.8 ka cal BP.

Benthic foraminiferal proxies

The dysoxic indicator (KAIHO, 1994) contains two kinds of benthic foraminifera. Firstly, taxa more commonly found on continental margins

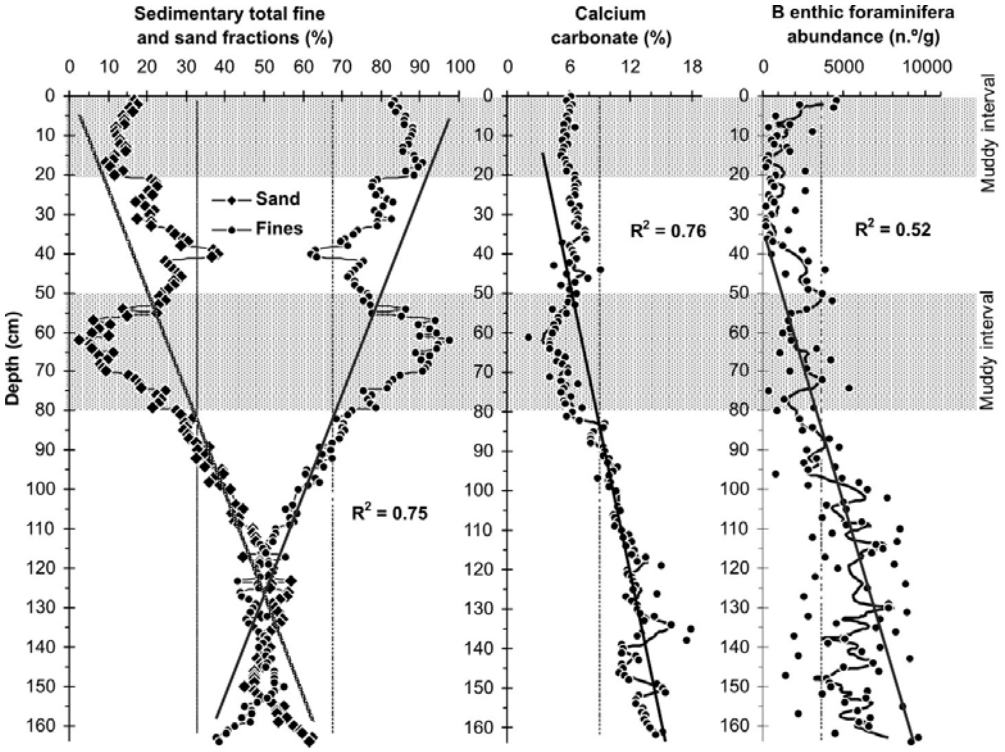


Fig. 2 – Total sedimentary fine and sand fractions, calcium carbonate content and benthic foraminifera abundance (n.º/g of bulk sediment). Smoothed lines (solid curves) between data (marks), the mean value (vertical dashed line) and some trend lines (solid oblique line) with their R2 values are also represented.

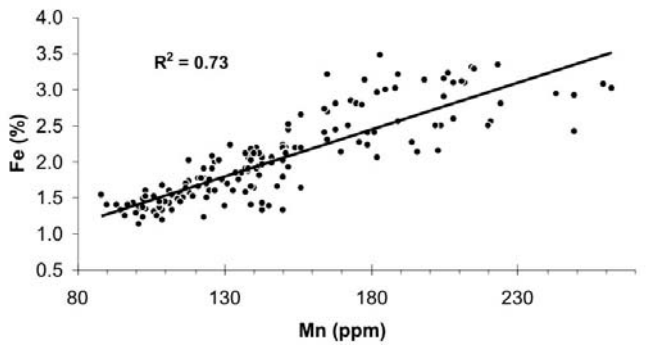


Fig. 3 –. The R-squared value between the linear association of Fe and Mn.

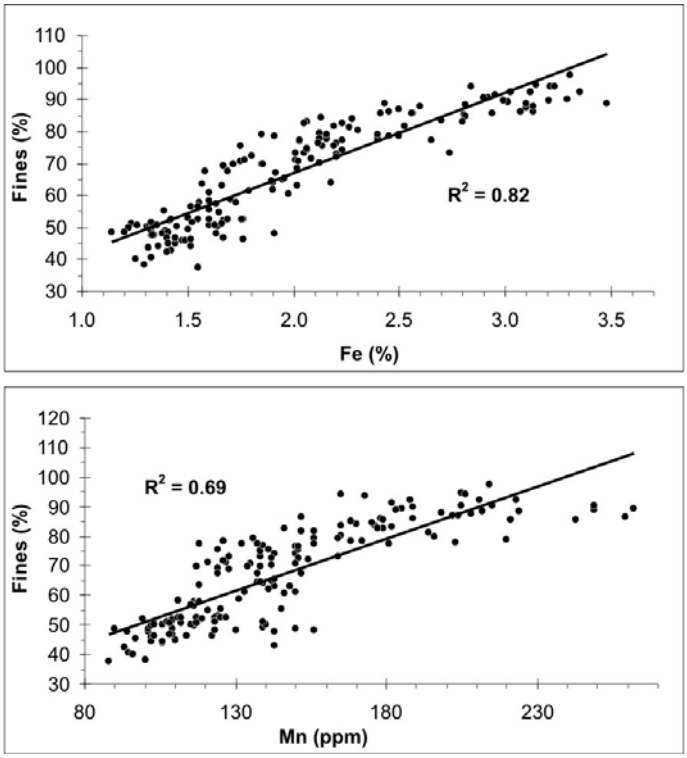


Fig. 4 – The R-squared value between the linear association of Fe and Mn with the fine fraction, respectively.

which correspond to high productivity areas (e.g. *Bolivina*, *Bulimina*, *Fursenkoina* and *Globobulimina*); secondly, oxic indicator specimens, which are characterized by thick walls and large test (maximum size ≤350μm), consist of *taxa* commonly observed on the central floors of the deep ocean including seamounts, corresponding to low productivity areas, like *Cibicidoides* having an angular periphery, as well as species of *Nuttallides*, *Osangularia*, *Gavelinella*, *Globocassidulina*, and miliolids among others (KAIHO, 1999). However, smaller species of these latter *taxa* are often reported in low oxygen environments (maximum size ≤350μm) and occur in environments where dissolved oxygen is less than 1.2 ml/l O_2 (KAIHO, 1999). According to KAIHO (1994), the small specimens are not oxic indices but suboxic indices.

The small taxa (maximum size ≤350μm) are largely dominant downcore KSGX 40. So, we used as oxic indicators not the recommended criteria (KAIHO, 1994, 1999), supported by specimens test size, but a subgroup of species with calcareous trochospiral tests, typical of epibenthic microhabitat (SCHÖNFELD, 2002a, b). Some of these species, such as *Cibicides*, are known to be suspension feeders (MURRAY, 1991; HAYWARD *et al.*, 2002), living in elevated habitats (BEAULIEU, 2001), attached to firm substrates (COPPA & DI TUORO, 1995; SCHÖNFELD, 2002a, b). They are favoured by coarse-grained sediments, with low concentrations of organic carbon and by energetic bottom currents (BARMAWIDJAJA *et al.*, 1995; RASMUSSEN *et al.*, 2002) supplying constant suspending detritus but without burying them (BANNER *et al.*, 1994). Some of these species are known to be limited by lower oxygen content. Oxic indicators in the core KSGX 40 comprise *Asterigerinata sp., Asterigerinata mamila, Cibicides spp., Discorbis spp.,*

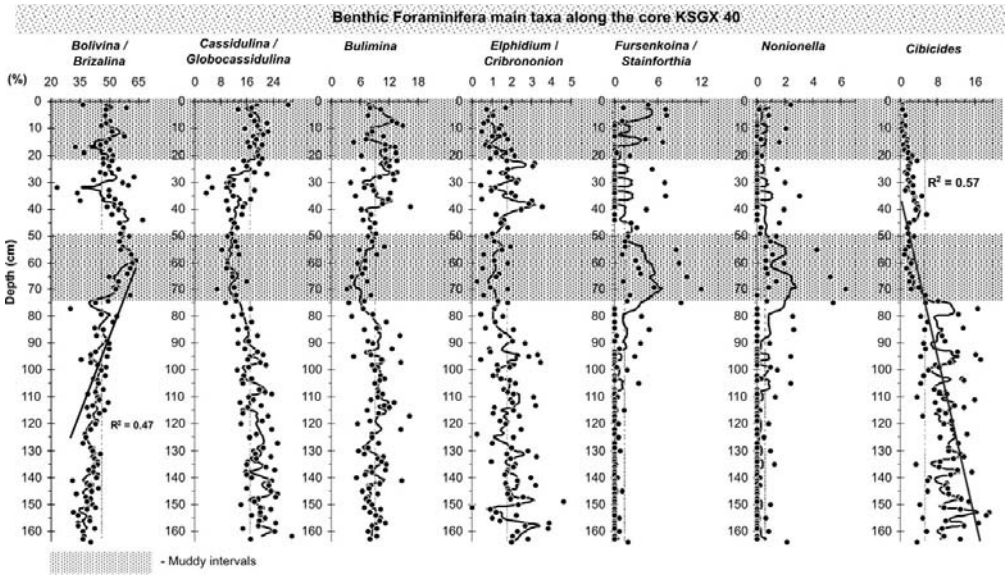


Fig. 5 – Depth profile of the most abundant genera of benthic foraminifera along the core KSGX 40. Smoothed lines (solid curves) between data (marks), the mean value (vertical dashed line) and some trend lines (solid oblique line) with their R2 values are also represented.

Dyocibicides biserialis, Elphidium spp., Eoeponidella pulchella, Gavelinopsis praegeri, Glabratella chasteri, Glabratella sp., Hanzawaia nitidula, Lamarckina haliotidea, Lepidodeuterammina ochracea, Lobatula lobatula, Neoconorbina parkerae, Patellina corrugata, Paumotua terebra, Planorbulina mediterranensis, Remaneica helgolandica, Rosalina sp., Spiroplectinella sagittula, Trochammina spp. The separation of this sub-group is also based on previous works cited in appendix B. In spite of the diversity of this sub-group, most of these species are rare, only were found in some samples and have small size. In fact, the proxy of low organic carbon and high oxygen flux is ruled mainly by *Cibicides* relative abundance (*C. ungerianus*) which is an epifaunal species and an oxic indicator (e.g. KAIHO, 1994; MURRAY & ALVE, 1994; Den DULK *et al.*, 1998; RASMUSSEN *et al.*, 2002). They are the largest exemplars of benthic foraminifera in the core, with their higher abundances coincident with the coarser-grained sediments (164-80cm). So, the oxic subgroup as a whole has a high and significant Pearson correlation with the sedimentary sand fraction (0.82, $p<0.05000$) and could represent better ventilated bottom water conditions.

Most of the species included in the BFHP are related to decreasing oxygen levels in bottom waters and/or in sediment pore-waters. Besides, some of them, *e.g. Nonionella turgida, Epistominella vitrea* and *Eggerella spp.*, could be affected by stressful conditions associated with eutrophication and very depressed levels of oxygen (DUIJNSTEE *et al.*, 2004). Species of *Cassidulina*, for example, which are considered to primarily respond to both episodic food supply and current flow providing more sustained lateral input of organic matter from coastal upwelling, occurs beneath well oxygenated waters (HAYWARD *et al.*, 2002). We presume that some of these species development could have been conditioned in periods of increasing frequency of dysoxic or anoxic events.

Bolivinids and buliminids are generally seen as dysoxic indicators (*e.g.* PHLEGER & SOUTAR, 1973; SEN GUPTA & MACHAIN-CASTILLO, 1993; BERNHARD *et al.*, 1997; KAIHO, 1999), although the several species of *Bolivina/Brizalina* and *Bulimina* have different distribution patterns down-core KSGX 40.

Some bolivinids and buliminids of the site

should also have been negatively affected during periods of higher formation of H_2S in combination with anoxic conditions. Species have different abilities in their opportunistic strategy of life. Some species should loose in competition under more adverse conditions. However, the influence of biological parameters, such as competition and predation, are difficult to assess as observed by JÖRISSEN *et al.* (1995). Consequently, only species of benthic foraminifera abundant in intervals of fine-grained sediments and with higher concentrations of redox sensitive elements were chosen as indexes of lower oxic indicators and of more stressful environmental conditions. In the computation of the BFOI: the total percentage of *Bolivina ordinaria, Brizalina pacifica, Bulimina aculeata, Bulimina marginata, Buliminella tenuata, Chilostomella oolina, Chilostomella ovoidea, Fursenkoina loeblichi, Globobulimina spp., Nonionella spp.* and *Stainforthia spp.* (see the references of appendix B) were used as dysoxic indicators.

The BFHP and BFOI determined core KSGX 40 were plotted with sediment mean grain size, Fe and Mn content versus the depth age calibrated (cal) before present (BP) (fig. 6). Lower values of BFHP and higher values of BFOI were found at ~4.8 ka cal BP (in the core base). Whereas the BFOI curve shows a noticeably up-ward decreasing pattern with lower values after ~2.2 ka cal BP (in section 75-0cm), indicating more depressed levels of dissolved oxygen, the BFHP has an inverse pattern. This means that the percentage of all species related to high values of C_{org} increased as far as the BFOI index values decreased. This relation is expressed by the R^2 value (0.87) (see fig. 7 plot). Whereas the BFHP has positive correlations with Fe and Mn, BFOI has negative ones with these elements (fig. 8).

Higher values of Fe, Mn and BFHP and lower values of BFOI index, coupled with a finer sedimentation agrees with the control of C_{org} flux and sediments texture in the evolution of dissolved oxygen levels and in the immobilization of these elements, in the studied site during the Late Holocene.

DISCUSSION

Values of BFHP and BFOI were controlled mainly by the progressive predominance of bolivinid species which are in general opportunistic and shallow infaunal species and tolerant to low oxygen conditions (JÖRISSEN, 1999). The phytodetritus rainfall towards the sea floor in the site studied comprised probably the most important seasonal food source for benthic foraminifera communities.

Organic matter-rich sediments are related to periods of higher productivity and/or higher lateral supply of organic matter and/or higher organic C preservation in low-oxygen waters, due to a more intense and expanded oxygen minimum zone or to low-oxygen bottom waters (KASTNER, 1999) as far as the sediment became finer mainly in the last ~2.2 ka cal BP. The high decaying of organic matter to the bottom (food) could have developed a rich benthic fauna during the periods of higher dissolved oxygen levels in bottom water and in sedimentary pore-waters that is expressed by the higher values of benthic foraminifera abundance (n.º/g) before ~2.2 ka cal BP. However, after this age, coupling with a finer sedimentation, the supply of organic matter should have been much higher, mainly during the muddy intervals, between ~2.2-1.2 ka cal BP and ~0.5-0.1 ka cal BP.

During these periods the high consumption of oxygen by aerobic organisms could result in benthic dysoxia or even anoxia (e.g. JUSTIC *et al.*, 1987; JUSTIC, 1991a,b) if the flux of settling organic matter exceeds the flux of oxygen into the sediments. The redoxcline (defined here as the depth of zero oxygen content in pore-water) should have been established at a shallow depth in the sediments (O_2 -limiting conditions; EMERSON *et al.*, 1985). The presence of pyrite in the sediments of the core studied is a sign of such anoxic conditions (NEUMANN *et al.* 1997; BURKE & KEMP, 2002).

As observed by MURRAY (2001), the redox boundary in muddy sediments is normally within a few centimetres beneath the sea floor even in those environments where the overlying bottom water is well oxygenated. Thus, all muddy environments potentially have oxygen-limited deeper infaunal taxa even though these taxa may live only a few millimetres or centimetres away from the surface, where the shallow infaunal and epifaunal taxa have an ample supply of oxygen. Thus, the dead assemblages in muddy sediments consist of a mixture of oxic and low oxic species. This is the case of core KSGX 40,

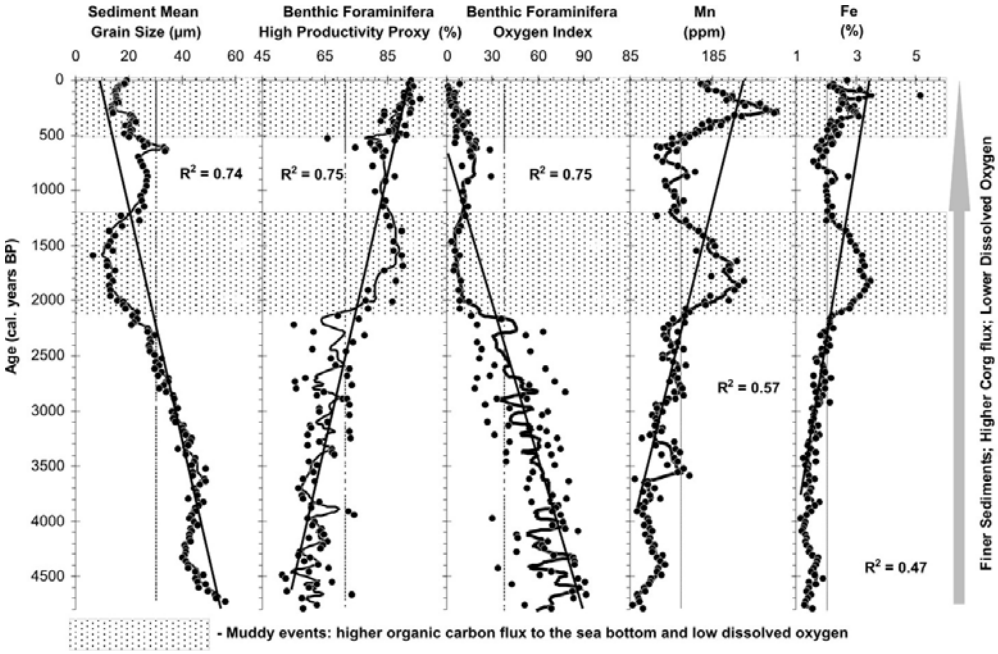

Sediment Mean Grain Size (μm)
Benthic Foraminifera High Productivity Proxy (%)
Benthic Foraminifera Oxygen Index
Mn (ppm)
Fe (%)
Age (cal. years BP)
R² = 0.74
R² = 0.75
R² = 0.75
R² = 0.57
R² = 0.47
Finer Sediments; Higher Corg flux; Lower Dissolved Oxygen
- Muddy events: higher organic carbon flux to the sea bottom and low dissolved oxygen

Fig. 6 – Age-depth profile of sediment mean grain size, BFHP, BFOI and Fe and Mn determined in the core KSGX 40. Smoothed lines (solid curves) between data (marks), the mean value (vertical dashed line) and some trend lines (solid oblique line) with their R2 values are also represented.

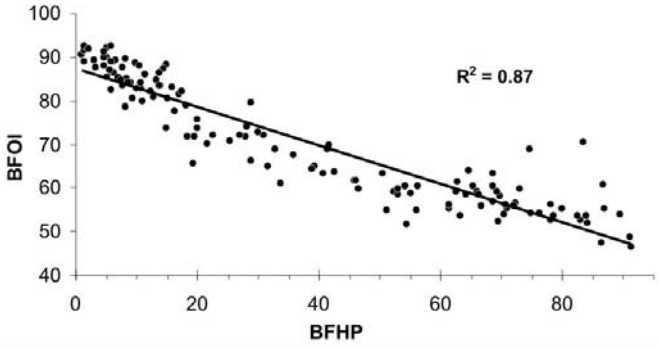


Fig. 7 – R-squared regression coefficient, R2 value, between the linear association of BFHP and BFOI.

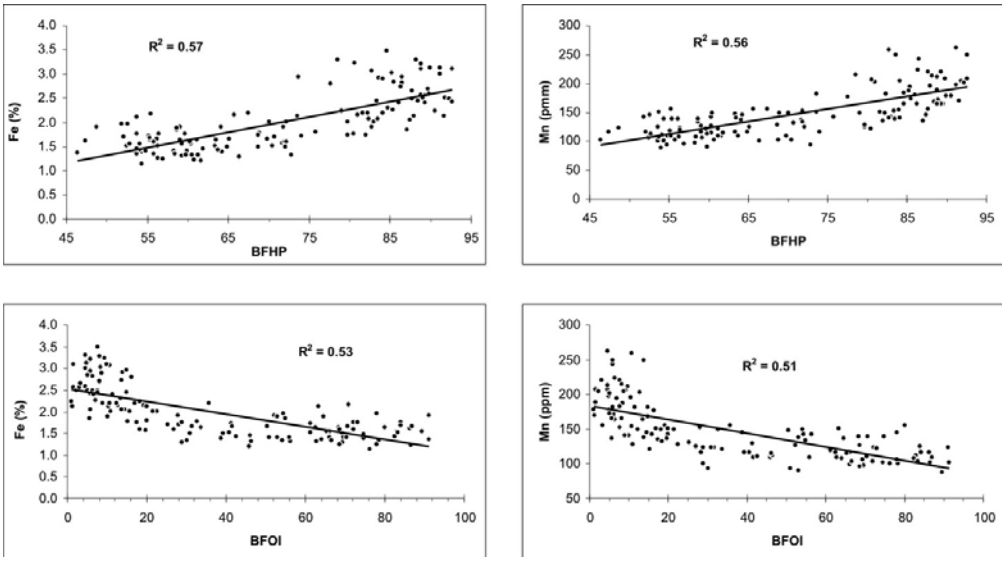


Fig. 8 – R-squared regression coefficient, R2 value, between Fe and Mn in linear association with BFHP and BFOI.

in which there are oxic and dysoxic benthic foraminiferal species everywhere, but in a very small number in the upper section of the core (70-0cm). So, we can suggest that the negative impact of frequent dysoxic/anoxic events in the benthic environment could have led to the impoverishment of foraminiferal fauna, in the upper section of the core (70-0cm), leading to a drastic decrease of benthic foraminifera abundance because of the decline of low oxic intolerant species. This fact has a significant expression in calcium carbonate values, which declined significantly after ~2.2 ka cal BP. Since then, more reducing conditions developed in the benthic environment.

Manganese responds to such reducing conditions developed in sediments by C_{org} remineralization (CALVERT & PEDERSEN, 1993). Like Mn, Fe reduction can be mediated by bacterial activity involved in organic matter remineralization (FROELICH *et al.*, 1979). So, Fe and Mn should be sequestered in a sulfide phase in the sediments of Galicia Mud Deposit. But while Mn^{2+} is soluble in anoxic and sulfidic waters (KREMLING, 1983; DYRSSEN & KREMLING, 1990) and is present as a detrital phase and as an authigenetic oxyhydroxide phases in oxic sediments (MERCONE *et al.*, 2001), Fe^{2+} reacts quickly with excess free HS-, in anoxic conditions, to form particulate Fe-sulfides (NEUMANN *et al.*, 1997; BURKE & KEMP, 2002). Sediments beneath high productivity regions in continental margins with moderate sedimentation rates and burial of reactive organic matter, bacterial nitrate, Fe^{3+}, and sulfate reduction occur, and reactive Fe^{3+} is bacterially reduced to Fe^{2+}, setting in motion the Fe-redox cycling (KASTNER, 1999).

According to MOODLEY *et al.* (1998a,b) the formation of H_2S in combination with anoxic conditions may be a limiting factor to benthic foraminifera survival. Changing in benthic foraminifera assemblage and abundance along the studied core can also be related to this limiting factor, where the production of H_2S in sedimentary environment is indicated by the presence of pyrite nodules and of pyrite-filled foraminiferal tests in sand fraction. Sulfur enrichment in organic-rich marine sediments is mainly developed after deposition by the formation of FeS_2 (pyrite) following anoxic sulfidic remineralization of sedimentary C_{org} by SO_4^{-2} (BERNER, 1984): $C_{106}H_{263}O_{110}N_{16}P + 53SO_4^{2-} \rightarrow 106\,CO_2 + 16$

$NH_3 + H_3PO_4 + 53\ S^{-2} + 106\ H_2O$.

The production route to FeS_2 formation in sediments is complex, but is believed to occur through the progressive reaction of polysulfides or S(0) with precursor Fe monosulfides formed from Fe^{2+} in the sediments or pore-waters, in the sequence mackinawite (Fe_9S_8)→greigite (Fe_3S_4)→pyrite (WILKIN & BAMES, 1996). Pyrite forms where sulfate is bacterially reduced (KASTNER, 1999). In these environments Fe^{+3} is reduced and mobilized, reacting with the sulfide to form pyrite (BERNER, 1984; KASTNER, 1999). The foraminifera provide open space for colonization and local nutrients for bacterial growth, whereas the cell walls of the bacteria may provide a local nucleation site for sulfides (KOHN *et al.*, 1998). The abundance in faecal pellets and organic matter aggregates probably led to the same kind of processes.

Fe-redox cycling can occur in the uppermost sediment column close to the sediment-seawater interface. Below this zone, sulfide produced by bacterial sulfate reduction combines with the bacterially mobilized ferrous ion, which precipitates mostly as pyrite, but occasionally first as greigite, because of kinetic constraints (KASTNER, 1999), as was referred. So, the presence of pyrite (FeS_2) in sand fraction also suggests the occurrence of anoxic and sulfide conditions in under-superficial sedimentary layers and/or nucleus at/or beneath the sediments surface (NEUMANN *et al.*, 1997; Den DULK *et al.*, 2000; BURKE & KEMP, 2002) in the studied site.

In the Galicia Mud Deposit the periods characterized by the deposition of coarser substrate allowed a deeper O_2 penetration and determined lower authigenetic/diagenetic changes related to O_2 -limiting conditions. But during the two muddy events, between ~2.2-1.2 ka cal BP and ~0.5-0.1 ka cal BP, organic matter remineralization resulted in higher authigenetic/diagenetic changes controlling the sequestration of Fe and Mn in sediments. This behaviour is expressed by the higest correlation between Fe, Mn, the BFHP and the BFOI in core KSGX 40.

CONCLUSIONS

More oxic and more oligotrophic conditions could have prevailed in the site area at ~4.8 ka cal BP ago during the late Holocene Sub-Boreal chronozone. This situation changed progressively to more eutrophic conditions in the last ~3 ka cal BP, during the Sub-Atlantic chronozone.

Such early advantageous settings, due to the abundance of food in an oxic environment, at ~4.8 ka cal BP ago, promoted the growth of a rich and diversified benthic fauna. However, the increasing consumption of oxygen by aerobic fauna and organic matter remineralization processes since then, did led to the development of sulfide conditions. Sediments also became finer making oxygen renewal more difficult. Such limiting factors limited the growth of benthic foraminiferal assemblages by selecting the more resistant species.

Two long-term periods of low oxygen events in sediment pore-water and probably in the bottom water coupled with higher productivity events probably led to higher supply of C_{org} to the Galicia Mud Deposit between ~2.2-1.2 ka cal BP and between ~0.5-0.1 ka cal BP. This higher flux of C_{org} enhanced the occurrence of authigenetic/diagenetic processes, as was suggested by the BFOI, Fe and Mn values.

ACKNOWLEDGEMENTS

This paper greatly benefited from review comments by David B. Scott (Dalhousie University, Nova Scotia), F. J. Sierro Sánchez (Salamanca University), and an anonymous referee. The authors are indebted to the referees for their critical review.

Recibido:30/4/2005
Aceptado:28/7/2005

Species	Max	Min	Species	Max	Min
Ammonia beccarii (Linné, 1758)	7.0	0.0	*Eggerelloides scaber* (Williamson, 1858)	0.9	0.0
Amphicoryna scalaris (Batsch, 1791)	0.8	0.0	*Elphidium complanatum* (d' Orbigny, 1839)	0.6	0.0
Bolivina albatrossi Cushman, 1922	0.5	0.0	*Elphidium discoidale* (d' Orbigny, 1839)	1.6	0.0
Bolivina compacta Sidebottom, 1905	2.5	0.0	*Elphidium earlandi* Cushman, 1936	0.5	0.0
Bolivina difformis (Williamson, 1858)	6.9	0.0	*Elphidium jenseni* (Cushman, 1963)	0.6	0.0
Bolivina dilatata Reuss, 1850	4.8	0.0	*Elphidium pulvereum* Todd, 1958	0.6	0.0
Bolivina ordinaria Phleger & Parker, 1952	33.4	0.4	*Elphidium spp.*	1.1	0.0
Bolivina pseudoplicata Heron-Allen & Earland, 1930	20.4	0.0	*Eoeponidella pulchella* (Parker, 1952)	0.5	0.0
Bolivina pygmaea Brady, 1881	1.5	0.0	*Epistominella cassidulinoides* Hornibrook, 1961	1.0	0.0
Bolivina robusta Brady, 1881	2.7	0.0	*Epistominella vitrea* Parker, 1953	5.7	0.0
Bolivina seminuda Cushman, 1911	9.8	0.0	*Fissurina annectens* (Burrows & Holland, 1895)	1.2	0.0
Bolivina skagerrakensis Qvale & Nigam, 1985	7.7	0.0	*Fissurina globosocaudata* Albani & Yassini, 1989	0.9	0.0
Bolivina spp.	2.2	0.0	*Fissurina lucida* (Williamson, 1884)	0.8	0.0
Bolivina striatula Cushman, 1922	0.9	0.0	*Fissurina marginata* (Montagu, 1803)	1.6	0.0
Brizalina pacifica (Cushman & McCulloch, 1942)	17.2	0.0	*Fissurina orbignyana* Seguenza, 1862	1.2	0.0
Brizalina spathulata (Williamson, 1858)	35.7	1.0	*Fissurina semimarginata* (Reuss, 1870)	0.8	0.0
Brizalina subaenariensis (Cushman, 1922)	4.4	0.0	*Fissurina spp.*	2.4	0.0
Bulimina aculeata d' Orbigny, 1826	1.5	0.0	*Frondicularia sp.*	0.5	0.0
Bulimina alazanensis Cushman, 1927	5.9	0.0	*Fursenkoina loeblichi* (Feyling-Hanssen, 1954)	7.0	0.0
Bulimina elongata d' Orbigny, 1846/ B. gibba Fornasini, 1902	10.5	0.0	*Galwayella trigonoelliptica* (Balkwill & Millett, 1884)	0.7	0.0
Bulimina exilis (Brady, 1884)	0.7	0.0	*Gavelinopsis* sp.	2.9	0.0
Bulimina marginata d' Orbibny, 1826	8.7	0.0	*Gavelinopsis praegeri* Heron-Allen & Earland, 1913	10.6	0.0
Bulimina spp.	2.2	0.0	*Glabratella chasteri* (Heron-Allen & Earland, 1913)	0.6	0.0
Buliminella tenuata (Cushman, 1927)	3.8	0.0	*Glabratella sp.*	0.5	0.0
Cancris auriculus (Fichtel & Moll, 1798)	1.8	0.0	*Globobulimina spp.*	2.5	0.0
Cassidulina crassa (d' Orbigny, 1839)	6.4	0.0	*Globocassidulina rossensis* (Kennett, 1967)	3.5	0.0
Cassidulina laevigata d' Orbigny, 1826 + *C. carinata* (Silvestri, 1896)	26.1	0.9	*Globocassidulina subglobosa* (Brady, 1881)	5.4	0.0
Cassidulina minuta Cushman, 1933	12.2	0.0	*Gyroidina umbonata* (Silvestri, 1898)	1.7	0.0
Cassidulina spp.	0.7	0.0	*Hanzawaia nitidula* (Bandy, 1953)	2.8	0.0
Cassidulina tenuis Tappan, 1951	3.9	0.0	*Hoeglundina elegans* (d'Orbigny, 1826)	2.2	0.0
Cassidulinoides bradyi (Norman, 1881)	0.9	0.0	*Hyalinea balthica* (Schroeter, 1783)	10.9	0.0
Chilostomella ovoidea Reuss, 1850	1.2	0.0	*Lagena spp.*	0.9	0.0
Cibicides refulgens Montfort, 1808	0.5	0.0	*Lagena substriata* Williamson, 1848	0.6	0.0
Cibicides ungerianus (d' Orbigny, 1846)	19.1	0.3	*Lamarckina haliotidea* (Heron-Allen & Earland, 1911)	0.9	0.0
Cibicides variabilis (d' Orbigny, 1826)	1.7	0.0	*Laryngosigma cf. L. hyalascidia* Loeblich & Tappan, 1953	0.5	0.0
Cribrononion gerthi (van Voorthuysen 1957)	4.2	0.0	*Lenticulina spp.*	1.3	0.0
Discorbis spp.	0.7	0.0	*Lobatula lobatula* (Walker & Jacob, 1798)	2.2	0.0
Discorbis williamsoni s. l. Chapman & Parr 1932	0.7	0.0	*Marginulina sp.*	0.5	0.0

Species	Max	Min	Species	Max	Min
Melonis barleeanum (Williamson, 1858)	1.1	0.0	*Quinqueloculina stelligera* Schlumberger, 1893	1.0	0.0
Melonis spp.	0.5	0.0	*Rectuvigerina phlegeri* Le Calvez, 1959	3.6	0.0
Neoconorbina parkerae (Natland, 1950)	1.9	0.0	*Remaneica helgolandica* Rhumbler, 1938	0.5	0.0
Nonion spp.	0.5	0.0	*Sagrina subspinescens* (Cushman, 1922)	3.9	0.0
Nonionella bradii (Chapman, 1916)	1.6	0.0	*Spiroplectinella sagittula* Defrance, 1824	0.7	0.0
Nonionella iridea Heron-Allen & Earland, 1932	1.7	0.0	*Stainforthia complanata* (Egger, 1895)	3.6	0.0
Nonionella spp.	0.7	0.0	*Stainforthia feylingi* Knudsen & Seidenkrantz, 1993	2.0	0.0
Nonionella stella (Cushman & Moyer, 1930)	4.3	0.0	*Stainforthia fusiformis* (Williamson, 1858)	8.2	0.0
Nonionella turgida (Williamson, 1858)	1.1	0.0	*Textularia conica* d' Orbigny, 1840	1.3	0.0
Nonionoides elevatus (Cushman, 1931)	0.6	0.0	*Textularia deltoidea* Reuss, 1850	1.8	0.0
Oolina spp.	0.7	0.0	*Textularia spp.*	0.5	0.0
Pelliolatella bradyiformis (McCulloch, 1977)	0.9	0.0	*Trifarina angulosa* (Williamson, 1858)	2.2	0.0
Parafissurina spp.	0.5	0.0	*Trochammina sp.*	1.5	0.0
Paumotua terebra (Cushman, 1933)	0.7	0.0	*Uvigerina peregrina* Cushman, 1923	6.4	0.0
Planorbulina mediterranensis d' Orbigny, 1826	0.9	0.0	*Vaginulina patens* Brady, 1884	1.5	0.0
Quinqueloculina alveriana d' Orbigny, 1846	1.3	0.0	*Valvulineria bradyana* (Fornasini, 1900)	17.6	0.0
Quinqueloculina spp.	0.7	0.0			

Appendix A
List of taxa and its maximum and minimum percentage along the core KSGX 40
Taxonomy of the most relevant species was described in MARTINS & GOMES (2004).
Taxonomic references for genera and families are given in LOEBLICH & TAPPAN (1988).

Taxa	References
Bolivina difformis	FONTANIER *et al.*, 2003
Bolivina dilatata	ROSS & KENNETT, 1984; ALAVI, 1988; SCHMIEDL *et al.*, 1997; CITA & PODENZANI, 1980
Bolivina ordinaria	HERMELIN & SHIMIELD, 1990; AHARON *et al.*, 2001; this species is frequently refereed as *B. variabilis* in European studies.
Bolivina pygmaea	Den DULK *et al.*, 1998
Bolivina robusta	JIAN *et al.*, 1999
Bolivina seminuda	PHLEGER & SOUTAR, 1973; ALVE & BERNHARD, 1995; BARMAWIDJAJA *et al.*, 1995; ERNST, 2002; GORBARENKO *et al.*, 2002
Bolivina striatula	LUTZE & COULBOURN, 1984
Bolivinids	*Bolivina* as well as *Brizalina* are known to survive in oxygen-deficient environments (CITA & PODENZANI 1980; MULLINEAUX & LOHMANN, 1981; QUINTERNO & GARDNER, 1987; ALAVI, 1988; MACKENSEN *et al.*, 1990; ROSS & KENETT, 1984; PEREZ-CRUZ & MACHAIN CASTILLO, 1990; MURRAY, 1991; MIAO & THUNELL, 1993; SEN GUPTA & MACHAIN-CASTILLO, 1993; RATHBURN & CORLISS, 1994; BERNHARD & SEN GUPTA, 1999). Their flattened elongate morphology is considered to be an adaptation to the low-oxygen conditions (BERNHARD, 1986). **Note**: in this sub-group were also integrated *Bolivina albatrossi, Bolivina compacta and Bolivina pseudoplicata* and not only the species included in this table.
Brizalina pacifica	KITAZATO *et al.*, 2000; ALTENBACH *et al.*, 2003
Brizalina spathulata	BREMER, 1983; ALAVI, 1988; FONTANIER *et al.*, 2003
Brizalina subaenariensis	PHLEGER & SOUTAR, 1973; LUTZE & COULBOURN, 1984
Bulimina aculeata	OLAUSSON, 1960; ALAVI, 1988; MACKENSEN *et al.*, 1990; WELLS *et al.*, 1994; MIAO & THUNELL, 1996; ALMOGI-LABIN *et al.*, 2000; JIAN *et al.*, 1999;
Bulimina elongata/gibba	DONNICI & BARBERO, 2002
Bulimina exilis	CARALP, 1984, 1989; JONKERS 1984; JANNINK *et al.*, 1998
Bulimina marginata	ALAVI, 1988; PHLEGER & SOUTAR, 1973; LUTZE & COULBOURN, 1984; Van der ZWAAN & JÖRISSEN 1991; DONNICI & BARBERO, 2002
Buliminella tenuata	DOUGLAS & HEITMAN, 1979; GOODAY, 1993; SILVA *et al.* 1996
Buliminids	CITA & PODENZANI, 1980; ALAVI, 1988; MACKENSEN *et al.*, 1990; MIAO & THUNELL, 1993
Cassidulina laevigata/ C. carinata	GUPTA, 1997; De STIGTER *et al.*, 1998; ALMOGI-LABIN *et al.*, 2000; FONTANIER *et al.*, 2003; RIJK *et al.*, 2000
Cassidulina teretis	GOODAY & LAMBSHEAD, 1989; ALTENBACH, 1992; SARNTHEIN & ALTENBACK, 1995
Eggerella like species	DUIJNSTEE *et al.*, 2004; including *Eggerella bradyi* and *Eggerelloides scaber*
Epistominella vitrea	GOODAY, 1988; HEINZ *et al.*, 2002;
Fursenkoina spp.	LEUTENEGGER & HANSEN 1979; GOODAY, 1993; KAIHO 1994; 1999; OHGA & KITAZATO, 1997; including *Fursenkoina loeblichi.*
Globobulimina spp.	Den DULK *et al.*, 1998; KAIHO 1994; 1999; JIAN *et al.*, 1999; CORLISS, 1985, 1991
Nonionella spp.	DONNICI & BARBERO, 2002
Nonionella iridea	MACKENSEN *et al.*, 1990; ISHMAN & DOMACK, 1994; GOODAY & HUGHES, 2002
Nonionella stella	PHLEGER & SOUTAR, 1973; GOODAY, 1993; SILVA *et al.* 1996
Nonionella turgida	JÖRISSEN, 1987; CORLISS & EMERSON, 1990; Van der ZWAAN & JÖRISSEN, 1991; ALVE & BERNHARD, 1995; BARMAWIDJAJA *et al.*, 1995; DUIJNSTEE *et al.*, 2004
Rectuvigerina phlegeri	DEBENAY & KONATE, 1987; ALAVI, 1988
Stainforthia spp.	LEUTENEGGER & HANSEN 1979; GOODAY, 1993; ALVE, 1994; OHGA & KITAZATO, 1997
Stainforthia feylingi	KNUDSEN & SEIDENKRANTZ, 1994
Stainforthia fusiformis	ALVE, 1990, 1994, 1995; ALVE & BERNHARD, 1995; ALVE & MURRAY, 1995, 1997; MURRAY, 1995; BARMAWIDJAJA *et al.*, 1995; ERNST, 2002.
Trochammina spp.	FONTANIER *et al.*, 2003
Uvigerina peregrina	MILLER & LOHMANN, 1982; LUTZE & COULBOURN, 1984; DEBENAY & KONATE, 1987; ALTENBACH, 1988; HERMELIN & SHIMMIELD, 1990; Van der ZWAAN & JORISSEN, 1991; RATHBURN & CORLISS, 1994; LOUBERE, 1996; MIAO & THUNELL, 1996; RIJK *et al.*, 1999, 2000; ALTENBACH *et al.*, 2003; FONTANIER *et al.* 2003; JIAN *et al.* (1999)
Valvulineria bradyana	ALAVI, 1988; Van der ZWAAN & JÖRISSEN, 1991; JÖRISSEN, 1987.

Taxa	References
Asterigerinata spp.	MURRAY (1991). **Note**: including *Asterigerinata mamila*
Cibicides spp.	MURRAY 1991; KAIHO, 1994; MURRAY & ALVE, 1994; SCHÖNFELD, 1997, 2002 a, b; BEAULIEU, 2001; RASMUSSEN *et al.*, 2002; Den DULK *et al.*, 1998
C. ungerianus	BARMAWIDJAJA *et al.*, 1995; ALTENBACH *et al.*, 2003
C. gerthi	MURRAY, 1991; BARMAWIDJAJA *et al.*, 1995; SCHÖNFELD, 1997; ALTENBACH *et al.*, 2003
Discorbis spp.	MURRAY, 1991; GERAGA *et al.*, 2000
Elphidium spp.	like *E. macellum var. aculeatum*, *E. crispum*, *E. fichtellianum*, in this work *E. jenseni*; MURRAY, 1991 (keeled *Elphidium spp.*); LANGER *et al.*, 1989; SAFFERT & THOMAS, 1998; GERAGA *et al.*, 2000
Gavelinopsis praegeri	MURRAY, 1991; BARMAWIDJAJA *et al.*, 1995; SCHÖNFELD, 1997; ALTENBACH *et al.*, 2003
Glabratella spp.	MURRAY, 1991
G. subglobosa	ALTENBACH, 1992; LINKE & LUTZE, 1993
Hanzawaia nitidula	(as *H. concentrica*), BARMAWIDJAJA *et al.*, 1995; SCHÖNFELD, 1997; ALTENBACH *et al.*, 2003
Hyalinea balthica	GERAGA *et al.*, 2000
Lepidodeuterammina ochracea	SCHÖNFELD, 2002 a, b (as *Deuterammina ochracea*)
Lobatula lobatula	(identified frequently as *Cibicides lobatulus*) CORLISS, 1991; LIPPS, 1983; WILLIAMSON, 1985; MATHIEU, 1986; SCHRÖDER-ADAMS *et al.*, 1990; BANNER *et al.*, 1994; SCHÖNFELD 2002 a, b
Paumotua terebra	De STIGTER *et al.*, 1998 (as *Eponides* sp. 1)
Planorbulina mediterranensis	MURRAY, 1971; COPPA & DI TUORO, 1995
Quinqueloculina spp.	BARMAWIDJAJA *et al.* 1992; KAIHO, 1994; Den DULK *et al.*, 1998; GERAGA *et al.*, 2000
Spiroplectinella sagittula	SCHÖNFELD, 2002 a, b
T. angulosa	SEJRUP *et al.*, 1981; JÖRISSEN, 1987; SCHRÖDER-ADAMS *et al.*, 1990; ALTENBACH, 1992; LINKE & LUTZE, 1993; RATHBURN & CORLISS, 1994; De STIGTER *et al.*, 1998; MACKENSEN *et al.*, 1985, 1990; 1995; SCHÖNFELD, 2002 b
Textularia spp.	SCHÖNFELD, 1997; GERAGA *et al.*, 2000; ALTENBACH *et al.*, 2003
Trochammina ssp.	SCHÖNFELD, 2002 a, b

Appendix B
Benthic foraminifera high productivity proxy

Appendix B (cont.)
Well oxygenated bottom waters/low concentrations of organic carbon indicators
Note: some species this sub-group were separated on the basis of morphological criteria (e.g., Corliss & Chen, 1988; Murray, 1991); because planoconvex taxa are considered to be epifaunal, whereas biconvex or more elongate taxa are considered as shallow infaunal. So in well oxygenated bottom waters were also include other planoconvex species like: Eoeponidella pulchella, Lamarckina haliotidea, Neoconorbina parkerae, Patellina corrugata, Remaneica helgolandica, Rosalina sp.

Taxa	References
Bolivina ordinaria	HERMELIN & SHIMMIELD, 1990; AHARON *et al.*, 2001
Brizalina pacifica	DOUGLAS & HEITMAN, 1979
B. subaenariensis	PUJOS-LAMY (1973)
Bulimina aculeata	MACKENSEN *et al.*, 2000
Bulimina marginata	ALVE, 1990; Van der ZWAAN & JÖRISSEN, 1991; ROHLING *et al.*, 1993; ALVE & BERNHARD, 1995; ERNST, 2002
Buliminella tenuata	HARMAN, 1964; DOUGLAS & HEITMAN, 1979; BERNHARD, 1986; QUINTERNO & GARDNER, 1987; BERNHARD & SEN GUPTA, 1999
Chilostomella spp.	MULLINEAUX & LOHMANN, 1981; ALAVI, 1988; BERNHARD & SEN GUPTA, 1999; RIJK *et al.*, 1999
Chilostomella oolina	SEN GUPTA & MACHAIN-CASTILLO, 1993; BERNHARD *et al.*, 1997; Den DULK *et al.*, 1998
Chilostomella ovoidea	JIAN *et al.*, 1999
Fursenkoina spp.	LEUTENEGGER & HANSEN 1979; KAIHO 1994; 1999; JÖRISSEN, 1999; HOLBOURN *et al.*, 2001; including *Fursenkoina loeblich*
Globobulimina spp.	MULLINEAUX & LOHMANN, 1981; MILLER & LOHMANN, 1982; WILLIAMSON *et al.*, 1984; CORLISS, 1985; 1991; MOODLEY & HESS, 1992; BERNHARD, 1993; SEN GUPTA & MACHAIN-CASTILLO, 1993; KAIHO 1994; 1999; RIJK *et al.*, 1999; GOODAY *et al.*, 2001
Nonionella spp.	BARMAWIDJAJA *et al.*, 1992; HOHENEGGER *et al.*, 1993; RATHBURN *et al.*, 2001
Nonionella stella	PHLEGER & SOUTAR, 1973; BERNHARD & REIMERS, 1991; MOODLEY *et al.*, 1997; BERNHARD & SEN GUPTA, 1999; BERNHARD & BOWSER, 1999; Van der ZWAAN *et al.*, 1999
Stainforthia spp.	LEUTENEGGER & HANSEN 1979; JÖRISSEN, 1999
Stainforthia complanata	KAIHO 1994; 1999 (as *Fursenkoina*)
Stainforthia feylingi	KNUDSEN & SEIDENKRANTZ, 1994
Stainforthia fusiformis	ALVE, 1990, 1994; MURRAY, 1995; ALVE & MURRAY, 1997; MOODLEY *et al.*, 1997; BERNHARD & SEN GUPTA, 1999; Van der ZWAAN *et al.*, 1999.

Dysoxic Indicators

REFERENCES

AHARON, P.; HACKWORTH, M.; PLATON, E.; WHEELER, C. & SEN GUPTA, B. (2001). Isotope records of recent benthic foraminifera from hydrate-bearing sediments: methane-hydrate dissociation effects. GSA Annual Meeting, Paper n. º 66-70.

ALAVI, S.N. (1988). Late Holocene deep-sea benthic foraminifera from Sea of Marmara. *Marine Micropaleontology*, 13: 213-237.

ALMOGI-LABIN, A.; SCHMIEDL, G.; HEMLEBEN, C.; SIMAN-TOV, R.; SEGL, M. & MEISCHNER, D. (2000). The influence of the NE winter monsoon on productivity changes in the Gulf of Aden, NW Arabian Sea, during the last 530 ka as recorded by foraminifera. *Marine Micropaleontology*, 40: 295-319.

ALTENBACH, A.V. (1988). Deep sea benthic foraminifera and flux rate of organic carbon. *Revue de Paléobiologie*, special volume 2: 719-720.

ALTENBACH, A.V. (1992). Short term processes and patterns in the foraminiferal response to organic flux rates. *Marine Micropaleontology*, 19: 119-129.

ALTENBACH, A.V.; LUTZE, G.F.; SCHIEBEL, R. & SCHÖNFELD, J. (2003). Impact of interrelated and interdependent ecological controls on benthic foraminifera: an example from the Gulf of Guinea *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* 197: 213-238.

ÁLVAREZ-SALGADO, X.A.; CASTRO, C.G.; PÉREZ, F.F. & FRAGA, F. (1997). Nutrient mineralization patterns in shelf waters of the Western Iberian upwelling. *Continental Shelf Research*, 17: 1247-1270.

ÁLVAREZ-SALGADO, X.A.; ROSÓN, G.; PÉREZ, F.F. & PAZOS, Y. (1993). Hydrographic variability off the Rías Baixas (NW Spain) during the upwelling season. *Journal of Geophysical Research*, 98: 14447-14455.

ALVE, E. (1990). Variations in estuarine foraminiferal biofacies with diminishing oxygen conditions in Drammensfjord, SE Norway. In: Hemleben, C. *et al.* (eds.), *Paleoecology, Biostratigraphy, Paleoceanography and Taxomomy of Agglutinated Foraminifera*, Kluwer Academic Publishers, pp. 661-694.

ALVE, E. (1994). Opportunistic features of the foraminifer *Stainforthia fusiformis* (Williamson): evidence from Frierfjord, Norway. *Journal of Micropalaeontology*, 13: 24.

ALVE, E. (1995). Benthic foraminiferal distribution and re-colonization of formely anoxic environments in Drammensfjord, southern Norway. *Marine Micropaleontology,* 25: 169-186.

ALVE, E. & BERNHARD, J.M. (1995). Vertical migratory response of benthic foraminifera to controlled oxygen concentrations in an experimental mesocosm. Marine Ecology-Progress Series, 116: 137-151.

ALVE, E. & MURRAY, J.W. (1995). Benthic foraminiferal distribution and abundance changes in Skagerrak surface sediments: 1937 (Höglund) and 1992/1993 data compared. *Marine Micropaleontology*, 25: 269-288.

ALVE, E. & MURRAY, J.W. (1997). High benthic fertility and taphonomy of foraminifera: a case study of the Skagerrak, North Sea. *Marine Micropaleontology*, 31: 157-175.

BANNER, F.T.; KNIGHT-JONES, E.W. & WRIGHT, J.M. (1994). Protozoa: the marine fauna of the British Isles and North-West Europe. In: Hayward, P.J. & Ryland, J.S. (Eds.), *Introduction to Arthropods and Protozoans,* Oxford Science Publications, pp. 36-50.

BARMAWIDJAJA, D.M.; JÖRISSEN, F.J.; PUSKARIC, S. & Van der ZWAAN, G. J. (1992). Microhabitat selection by benthic foraminifera in the northern Adriatic Sea. *Journal of Foraminiferal Research*, 22: 297-317.

BARMAWIDJAJA, D.M.; Van der ZWAAN, G.J.; JÖRISSEN, F.J. & PUSKARIC, S. (1995). 750 years of eutrophication in the northern Adriatic Sea: evidence from a benthic foraminiferal record. Marine Geology, 122: 367-384.

BEAULIEU, S.E. (2001). Colonization of habitat islands in the deep sea: recruitment to glass sponge stalks. *Deep-Sea Research* I, 48: 1121-1137.

BERNER, R.A. (1984). Sedimentary pyrite formation: an uptake. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48: 605-615.

BERNHARD, J.M. (1986). Characteristic assemblages and morphologies of benthic foraminifera from anoxic, organic-rich deposits: Jurassic through Holocene. *Journal of Foraminiferal Research*, 16: 207-215.

BERNHARD, J.M (1993). Experimental and field

evidence of Antarctic foraminiferal tolerance to anoxia and hydrogen sulfide. *Marine Micropaleontology*, 20: 203-213.

BERNHARD, J.M. & REIMERS, C.E. (1991). Benthic foraminiferal population fluctuations related to anoxia: Santa Barbara Basin. *Biogeochemistry*, 15: 127-149.

BERNHARD, J.M.; SEN GUPTA, B.K. & BORNE, P.F (1997). Benthic foraminiferal proxy to estimate dysoxic bottom-water oxygen concentrations: Santa Barbara Basin, U.S. Pacific continental margin. *Journal of Foraminiferal Research*, 27: 301-310.

BERNHARD, J.M. & BOWSER, S.S. (1999). Benthic foraminifera of dysoxic sediments: chloroplast sequestration and functional morphology. *Earth-Science Reviews*, 46: 149-165.

BERNHARD, J.M & SEN GUPTA, B.K. (1999). Foraminifera of oxygen-depleted environments. In: Sen Gupta, B.K. (Ed.), *Modern Foraminifera*, Kluwer Academic Publishers, pp. 201-216.

BLANTON, J., ATKINSON, L., De CASTILLEJO, F. & MONTERO, A. (1984). Coastal upwelling off the Rías Bajas, Galicia, N.W. Spain, I, *Hydrographic studies*. Rapportes P.D. Reunion du Conseil Permanent Internationale pour l'Exploration de la Mer, 183: 79-90.

BREMER, J.M. (1983). Biogenic sediments on the southwest African (Namibian) continental margin. In: THIEDE, J. & SUESS, E. (Editors), *Coastal upwelling, Its Sediment Record*, Part B. NATO Conferences Series, Plenum Press, New York, 4: 423-430.

BURKE, I.T. & KEMP, A.E.S. (2002). Microfabric analysis of Mn-carbonate laminae deposition and Mn-sulfide formation in the Gotland Deep, Baltic Sea. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66: 1589-1600.

CALVERT, S.E. & PEDERSEN, T.F. (1993). Geochemical of Recent oxic and anoxic marine sediments: implications for the geological record. *Marine Chemistry*, 113: 67-87.

CARALP, M.H. (1984). Impact de la matière organique dans des zones de forte productivité sur certains foraminifères benthiques. *Oceanologica Acta*, 7: 509-515.

CARALP, M.H. (1989). Abundance of *Bulimina exilis* and *Melonis barleeanum*: relationship to the quality of marine organic matter. *Geo-Marine Letters*, 9: 37-43.

CITA, M.B. & PODENZANI, M. (1980). Destructive effects of oxygen starvation and ash falls on benthic life: a pilot study. *Quaternary Research*, 13: 230-241.

COPPA, M.G. & DI TUORO, A. (1995). Preliminary data on the Holocene Foraminifera of the Cilento continental shelf (Tyrrhenian sea). *Revista Española de Paleontología*, 10:161-174.

CORLISS. B. (1985). Microhabitats of benthic foraminifera within deep-sea sediments. *Nature*, 3: 14435-14438.

CORLISS, B. (1991). Morphology and microhabitat preferences of benthic foraminifera from the northwest Atlantic Ocean. *Marine Micropaleontology*, 17: 195-236.

CORLISS, B.H. & CHEN, C. (1988). Morphotype patterns of Norwegian Sea deep-sea benthic foraminifera and ecological implications. *Geology*, 16: 716-719.

CORLISS, B.H. & EMERSON, S. (1990). Distribution of Rose Bengal stained deep-sea benthic foraminifera from the Nova Scotian continental margin and Gulf of Maine. *Deep Sea Research* A, 37: 381-400.

De STIGTER, H.C.; JÖRISSEN, F.J. & Van der ZWAAN, G.J. (1996). Modelling the population dynamics of benthic foraminiferal communities under seasonaly fluctuating bottom-water oxygen concentration. *Geologica Ultraiectina*, 144: 179-202.

De STIGTER, H.C.; JÖRISSEN, E.J. & Van der ZWAAN, V.D. (1998). Bathymetric distribution and microhabitat partionating of live (Rose Bengal Stained) benthic foraminifera along a shelf to bathial transect in the southern Adriatic Sea. *Journal of Foraminiferal Research*, 28: 40-65.

DEBENAY, J.-P. & KONATE, S. (1987). Les Foraminifères actuels des îles de Los (Guinée). Premier inventaire, comparaison avec les microfaunes voisines. *Revue Paléobiologie*, 6: 213-227.

DIAS, J.M.A.; JOUANNEAU, J.M.; GONZALEZ, R.; ARAÚJO, M.F.; DRAGO, T.; GARCIA, C.; OLIVEIRA, A.; RODRIGUES, A.; VITORINO, J. & WEBER, O. (2002 a). Present day sedimentary processes on the northern Iberian shelf. *Progress in Oceanography*, 52: 249-259.

DIAS, J.M.A.; GONZALEZ, R.; GARCIA, C. & DIAZ-DEL-RIO, V. (2002b). Sediment distribution patterns on the Galicia-Minho continen-

tal shelf. *Progress in Oceanography*, 52: 215-231.

DONNICI, S. & BARBERO, R.S. (2002). The benthic foraminiferal communities of the northern Adriatic continental shelf. *Marine Micropaleontology*, 44: 93-123.

DOUGLAS, R.G. & HEITMAN, H.L. (1979). Slope and basin benthic foraminifera of the California borderland. In: Doyle, L.J. & Pilkey, O.H. (Eds.), *Geology of Continental Slopes*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 27: 231-246.

DUIJNSTEE, I., De LUGT, I., NOORDEGRAAF, H.V. & Van der ZWAAN, B. (2004). Temporal variability of foraminiferal densities in the northern Adriatic Sea. *Marine Micropaleontology*, 50: 125-148.

Den DULK, M., REICHART, G.J., MEMON, G.M., ROELOFS, E.M.P., ZACHARÍASSE, W.J. & Van der ZWAAN, G.J. (1998). Benthic foraminiferal response to variations in surface water productivity and oxygenation in the northern Arabian Sea. *Marine Micropaleontology*, 35: 43-66.

Den DULK, M., REICHART, G.J., Van HEYST, S., ZACHARÍASSE, W.J. & Van der ZWAAN, G.J. (2000). Benthic foraminifera as proxies of organic matter flux and bottom water oxygenation? A case history from the northern Arabian Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 161: 337-359.

DYRSSEN, D. & KREMLING, K. (1990). Increasing hydrogen sulfide concentration and trace metal behaviour in the anoxic Baltic waters. *Marine Chemistry* 30: 193-204.

ELLIS, B.F. & MESSINA, A.R. (1995). *Catalogue of Foraminifera*. The American Museum of Natural History, New York. Special Publication.

EMERSON, S.; FISCHER, K.; REIMERS, C. & HEGGIE, D. (1985). Organic carbon dynamics and preservation in deep-sea sediments. *Deep-Sea Research I*, 32: 1-21.

ERNST, S.R. (2002). An experimental study on the proxy value of benthic foraminifera. The impact of physical disturbance, oxygen deplection and organic flux. *Geologica Ultraiectina*, 220: 1-157.

FONTANIER, C.; JORISSEN, F.J.; CHAILLOU, G.; DAVID, C.; ANSCHUTZ, P. & LAFON, V. (2003). Seasonal and interannual variability of benthic foraminiferal faunas at 550 m depth in the Bay of Biscay. *Deep-Sea Research I*, 50: 457–494

FROELICH, P.N.; KLINKHAMMER, G.P.; BENDER, M.L.; LUEDTKE, N.A.; HEATH, G.R.; CULLEN, D.; DAUPHIN, P.; HAMMOND, D.; HARTMAN, B. & MAYNARD, V. (1979). Early oxidation of organic matter in pelagic sediments of the Eastern Equatorial Atlantic: Suboxic diagenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta,* 43: 1075-1090.

GERAGA, M.; TSAILA-MONOPOLIS, ST.; IOAKIM, CHR.; PAPATHEODOROU, G. & FERENTINOS, G. (2000). Evaluation of palaeoenvironmental changes during the last 18,000 years in the Myrtoon basin, SW Aegean Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 156: 1-17.

GOODAY, A.J. (1988). A response by benthic foraminifera to the deposition of phytodetritus in the deep-sea. *Nature*, 332: 70-73.

GOODAY, A.J. (1993). Deep-sea benthic foraminiferal species which exploit phytodetritus: characteristic features and controls on distribution. *Marine Micropaleontology*, 22: 189-205.

GOODAY, A.J. & LAMBSHEAD, P.J.D. (1989). The influence of seasonally deposited phytodetritus on benthic foraminiferal populations in the bathial northeast Atlantic: the species response. *Marine Ecology Progress Series*, 58: 53-67.

GOODAY, A.J.; HUGHES, J.A. & LEVIN, L.A. (2001). The foraminiferan macrofauna from three North Carolina (USA) slope sites with contrasting carbon flux: a comparison with the metazoan macrofauna. *Deep-Sea Research I*, 48, 1709-1739.

GOODAY, A.J. & HUGHES, J.A. (2002). Foraminifera associated with phytodetritus deposits at a bathyal site in the northern Rockall Trough (NE Atlantic): seasonal contrasts and a comparison of stained and dead assemblages. *Marine Micropaleontology*, 46: 83-110.

GORBARENKO, S.A.; NÜRNBERG, D.; DERKACHEV, A.N.; ASTAKHOV, A.S.; SOUTHON, J.R. & KAISER, A. (2002). Magnetostratigraphy and tephrochronology of the Upper Quaternary sediments in the Okhotsk Sea: implication of terrigenous, volcanogenic and biogenic matter supply. *Marine Geology*, 183: 107-129.

GUPTA, A.K. (1997). Paleoceanographic and pale-

oclimatic history of the Somali Basin during the Pliocene-Pleistocene: multivariate analyses of benthic foraminifera from DSDP Site 241 (LEG 25). *Journal of Foraminiferal Research*, 27: 196-208.

HANSON, R.B.; ALVAREZ-OSSORIO, M.T.; CAL, R.; CAMPOS, M.J.; ROMAN, M.; SANTIAGO, G.; VARELA, M. & YODER, J.A. (1986). Plankton response following a spring upwelling event in the Ria de Arosa, Spain. *Marine Ecology Progress Series*, 32: 101-113.

HARMAN, R.A. (1964). Distribution of foraminifera in the Santa Barbara Basin, California. *Micropalaeontology*, 10: 81-96.

HAYWARD, B.W.; NEIL, H.; CARTER, R.; GRENFELL, H.R. & HAYWARD, J.J. (2002). Factors influencing the distribution patterns of Recent deep-sea benthic foraminifera, east of New Zealand, Southwest Pacific Ocean. *Marine Micropaleontology*, 46: 139-176.

HEINZ, P.; HEMLEBEN, C. & KITAZATO, H. (2002). Time-response of cultured deep-sea benthic foraminifera to different algal diets. *Deep-Sea Research I*, 49: 517-537.

HERMELIN, J.O.R. & SHIMMIELD, G.B. (1990). The importance of the oxygen minimum zone and sediment geochemistry in the distribution of Recent benthic foraminifera in the northwest Indian Ocean. *Marine Geology*, 91: 1-29.

HOHENEGGER, J.; PILLER, W.E. & BAAL, C. (1993). Horizontal and vertical spatial microdistribution of foraminifers in the shallow subtidal Gulf of Triest, northern Adriatic Sea. *Journal of Foraminiferal Research*, 23: 70-101.

HOLBOURN, A.; KUHNT, W. & ERBACHER, J. (2001). Benthic foraminifers from lower Albian black shales (Site 1049, ODP Leg 171): evidence for a non "uniformitarian" record. *Journal of Foraminiferal Research*, 31: 60-74.

HUTHNANCE, J.M.; HUMPHERY, J.D.; KNIGHT, P.J.; CHATWIN, P.G; THOMSEN, L. & WHITE, M. (2002). Near-bed turbulence measurements, stress estimates and sediment mobility at the continental shelf edge. *Progress in Oceanography*, 52: 171-194.

ISHMAN, S.E. & DOMACK, E.W. (1994). Oceanographic controls on benthic foraminifers from the Bellingshausen margin of the Antarctic Peninsula. *Marine Micropaleontology*, 24: 119-155.

JANNINK, N.T.; ZACHARÍASSE, W.J. & Van der ZWAAN, G.J. (1998) – Living (Rose Bengal stained) benthic foraminifera from the Pakistan continental margin (northern Arabian Sea). *Deep-Sea Research I*, 45: 1483-1513.

JIAN, Z.; WANG, L.; KIENAST, M.; SARNTHEIN, M.; KUHNT, W.; LIN, H. & WANG, P. (1999). Benthic foraminiferal paleoceanography of the South China Sea over the last 40,000 years. *Marine Geology,* 156: 159-186.

JONKERS, H.A. (1984). Pliocene benthonic foraminifera from homogeneous and laminated marls on Crete. *Utrecht Micropaleontological Bulletin*, 31: 1-179.

JÖRISSEN, F.J. (1987). The distribution of benthic foraminifera in the Adriatic Sea. *Marine Micropalaeontology*, 12: 21-48.

JÖRISSEN, F.J. (1999). Benthic foraminiferal successions across late Quaternary Mediterranean sapropels. *Marine Geology*, 153: 91-101.

JÖRISSEN, F.J.; De STIGTER, H.C. & WIDMARK, J.G.V. (1995). A conceptual model explaining benthic foraminiferal microhabitats. *Marine Micropaleontology*, 26: 3-15.

JOUANNEAU, J.M.; WEBER, O.; DRAGO, T.; RODRIGUES, A.; OLIVEIRA, A.; DIAS, J.M.A.; GARCIA, C.; SCHMIDT, S. & REYSS, J.L. (2002). Recent sedimentation and sedimentary budgets on the western Iberian shelf. *Progress in Oceanography*, 52: 261-275.

JUSTIC, D. (1991a). Hypoxic conditions in the northern Adriatic Sea: Historical development and ecological significance. In: Tyson, R.V., Pearson, T.H. (Eds.), *Modern and Ancient Continental Shelf Anoxia*, *Geological Society Special Publication*, 58: 95-105.

JUSTIC, D. (1991b). A simple oxygen index for trophic state description. *Maine Pollution Bulletin*, 22: 201-204.

JUSTIC, D.; LEGOVIC., T. & ROTTINI-SANDRINI, L. (1987). Trends in oxygen content 1911-1984 and occurrence of benthic mortality in the northern Adriatic Sea. *Estuarine, Coastal and Shelf Sci*ence, 25: 435-445.

KAIHO, K. (1991). Global changes of Paleogene aerobic/anaerobic benthic foraminifera and deep-sea circulation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 83: 65-85.

KAIHO, K. (1994). Benthic foraminiferal dissolved oxygen index and dissolved oxygen levels in the

modern ocean. *Geology,* 22: 719-722.

KAIHO, K. (1999). Effect of organic carbon flux and dissolved oxygen on the benthic foraminiferal oxygen index (BFOI). *Marine Micropaleontology*, 37: 67-76.

KASTNER, M. (1999). Oceanic minerals: Their origin, nature of their environment, and significance. In National Academy of Sciences colloquium "*Geology, Mineralogy, and Human Welfare*", 1998, PNAS on line, 96: 3380-3387.

KITAZATO, H.; SHIRAYAMA, Y.; NAKATSUKA, T.; FUJIWARA, S.; SHIMANAGA, M.; KATO, Y.; OKADA, Y.; KANDA, J.; YAMAOKA, A.; MASUZAWA, T. & SUZUKI, K. (2000). Seasonal phytodetritus deposition and responses of bathyal benthic foraminiferal populations in Sagami Bay, Japan: preliminary results from "Project Sagami 1996-1999". *Marine Micropaleontology*, 40: 135-149.

KNUDSEN, K. L. & SEIDENKRANTZ, M.-S. (1994). *Stainforthia feylingi*: new species from Arctic to Subarctic environments, previously recorded as *Fursenkoina schreiberziana* (Cszjek). *Contributions from the Cushman Foundation of Foraminiferal Research*, Special Publication 32: 5-13.

KOHN, M.J.; RICIPUTI, L.R.; STAKES, D. & ORANGE, D.L. (1998). Sulfur isotope variability in biogenic pyrite: Reflections of heterogeneous bacterial colonization? *American Mineralogist*, 83: 1454-1468.

KREMLING, K. (1983). The behaviour of Zn, Cd, Cu, Ni, Co, Fe, and Mn in anoxic Baltic waters. *Marine Chemistry* 13: 87-108.

LANGER, M.R.; HOTTINGER, L. & HUBER, B. (1989). Functional morfology in low-diverse benthic foraminiferal assemblages from tidal flats of the North Sea. *Senckenbergia Maritima*, 20: 81-99.

LEUTENEGGER, S. & HANSEN, H.J. (1979). Ultrastructural and radiotracer studies of pore-function in foraminifera. *Marine Biology*, 54: 11-16.

LINKE, P. & LUTZE, G.F. (1993). Microhabitat preferences of benthic foraminifera - a static concept or a dynamic adaptation to optimize food acquisition? *Marine Micropaleontology*, 20: 215-234.

LIPPS, J.H. (1983). Biotic interactions in benthic foraminifera. In: Tevesz, J.S. & McCall, P.L. (Eds.), *Biotic Interactions Recent and Fossil Benthic Communities*, Plenum Press, New York, pp. 331-376.

LOEBLICH, A.R. & TAPPAN, H. (1988). *Foraminiferal genera and their classification*. Van Nostrand Reinhold, New York, 970 pp.

LOUBERE, P. (1996). Surface ocean productivity and bottom water oxygen signals in deep-water benthic foraminiferal assemblages. *Marine Micropalaeontology*, 28: 247-261.

LUTZE, G.F. & COULBOURN, W.T. (1984). Recent benthic foraminifera from the continental margin of Northwest Africa: community structure and distribution. *Marine Micropaleontology*, 8: 361-401.

MACKENSEN, A.; SEJRUP, H.P. & JANSEN, E. (1985). The distribution of living benthic foraminifera on the continental slope and rise off southwest Norway. *Marine Micropaleontology*, 9: 275-326.

MACKENSEN, A.; GROBE, H.; KUHN, G. & FÜTTERER, D.K. (1990). Benthic foraminiferal assemblages from the Eastern Weddel Sea between 68º and 73º S: Distribution, ecology and fossilization potencial. *Marine Micropaleontology*, 16: 241-283.

MACKENSEN, A.; SCHMIEDL, G.; HARLOFF, J. & GIESE, M. (1995). Deep-sea foraminifera in the South Atlantic Ocean: ecology and assemblage generation. *Micropaleontology*, 41: 342-358.

MACKENSEN, A.; SCHUMACHER, S., RADKE, J. & SCHMIDT, D.N. (2000). Microhabitat preferences and stable carbon isotopes of endobenthic foraminifera: clue to quantitative reconstruction of oceanic new production? *Marine Micropaleontology*, 40: 233-258.

MARTINS, V. (2004). *Margem Continental NW Ibérica: estudo de mudanças paleoceanográficas e paleoclimáticas durante o Quaternário*. Universidade de Aveiro, 595 pp. (unpublished PhD thesis).

MARTINS, V. & GOMES, C. (2004). *Foraminíferos da Margem Continental NW Ibérica: Sistemática, Ecologia*, 377 pp.

MATHIEU, R. (1986). Sediments et foraminifères actuels de la Marge Continentale Atlantic du Maroc. PhD thesis, Pierre et Marie Curie, Paris 6, 420 pp.

MERCONE, D.; THOMSON, J.; ABU-ZIED, R.H.; CROUDACE, I.W. & ROHLING, E.J.

(2001). High-resolution geochemical and micropalaeontological profiling of the most recent eastern Mediterranean sapropel. *Marine Geology*, 177: 25-44.

MIAO, Q. & THUNELL, R.C. (1993). Recent deep-sea benthic foraminiferal distribution in the South China and Sulu Seas. *Marine Micropalaeontology*, 22: 1-32.

MIAO, Q. & THUNELL, R.C. (1996). Late Pleistocene–Holocene distribution of deep-sea benthic foraminifera in the South China Sea and Sulu Sea: paleoceanographic implications. *Journal of Foraminiferal Research,* 26: 9-23.

MILLER, K.G. & LOHMANN, G.P. (1982). Environmental distribution of recent benthic foraminifera on the northeast United States continental slope. *Geological Society of America Bulletin*, 93: 200-206.

MOODLEY, L. & HESS, C. (1992). Tolerance of infaunal benthic foraminifera for low and high oxygen concentrations. *Biological Bulletin*, 183: 94-98.

MOODLEY, L.; Van der ZWAAN, G.J.; HERMAN, P.M.J.; KEMPERS, L. & Van BREUGEL, P. (1997). Differential response of benthic meiofauna to long-term anoxia with special reference to Foraminifera (Protista: Sarcodina). *Marine Ecology Progress Series*, 158: 151-163.

MOODLEY, L.; Van der ZWAAN, G.J.; RUTTEN, G.M.W.; BOOM, R.C.E. & KEMPERS, A.J. (1998a). Subsurface activity of benthic foraminifera in relation to pore-water oxygen content: laboratory experiments. *Marine Micropaleontology*, 34: 91-106.

MOODLEY, L.; SCHAUB, B.E.M.; Van der ZWAAN, G.J. & HERMAN, P.M.J. (1998b). Resistance of benthic foraminifera (Protista: Sarcodina) to hydrogen sulfide. *Marine Ecology Progress Series*, 169: 77-86.

MULLINEAUX, L.S & LOHMANN, G.P. (1981). Late Quaternary stagnations and recirculation of the eastern Mediterranean: changes in the deep water recorded by fossil benthic foraminifera. *Journal of Foraminiferal Research*, 11: 20-39.

MURRAY, J. W. (1971). *An Atlas of British Recent Foraminiferids*. Heinemann Educ. Books, London, 244 p., 96 pl.

MURRAY, J.W. (1991). *Ecology and palaeoecology of benthic foraminifera*. Longman Scientific & Technical, London, 397 pp.

MURRAY, J.W. (1995). Microfossil indicators of ocean water masses, circulation and climate. In: *Marine Palaeoenvironmental Analysis from Fossils*, Geological Society Sp. Publ., 83: 245-264.

MURRAY, J.W. (2001). The niche of benthic foraminifera, critical thresholds and proxies. *Marine Micropaleontology*, 41: 1-7.

MURRAY, J.W. & ALVE, E. (1994). High diversity agglutinated foraminiferal assemblages from the NE Atlantic: dissolution experiments. *Cushman Foundation Special Publication*, 32: 33-51.

NEUMANN, T.; CHRISTIANSEN, C.; CLASEN, S.; EMEIS, K.C. & KUNZENDORF, H. (1997). Geochemical records of salt-water inflows into the deeps of the Baltic Sea. *Continental Shelf Research* 17: 95-115.

OHGA, T. & KITAZATO, H. (1997). Seasonal changes in bathyal foraminiferal populations in response to the flux of organic matter (Sagami Bay, Japan). *Terra Nova*, 9: 33-37.

OLAUSSON, E. (1960). Description of sediment cores from the Mediterranean and the Red Sea. *Reports of the Swedish Deep-Sea Expedition 1947-1948*, 8: 287-334.

PEINERUD, E.K. (2000). Interpretation of Si concentrations in lake sediments: three case studies. *Environmental Geology*, 40: 64-72.

PEREZ-CRUZ, L.L. & MACHAIN-CASTILLO, M.L. (1990). Benthic foraminifera of the oxygen minimum zone, continental shelf of the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *Journal of Foraminiferal Research*, 20, 312-325, pl. 1.

PHLEGER, F.B & SOUTAR, A. (1973). Production of benthic foraminifera in three east Pacific oxygen minima. *Micropaleontology*, 19: 110-115.

PUJOS-LAMY, A. (1973). *Bolivina subaenariensis* Cushman indicateur d' un milieu confiné dans le Gouf' de Cap-Breton. C*ompts Rendues Academie Sciences, Paris*, 277 (D): 2655-2658.

QUINTERNO, P.J. & GARDNER, J.V. (1987). Benthic foraminifers on the continental shelf and upper slope, Russian river area, northern California. *Journal of Foraminiferal Research*, 17: 132-152.

RASMUSSEN, T.L.; THOMSEN, E.; TROELSTRA, S.R.; KUIJPERS A. & PRINS, M.A. (2002). Millennial-scale glacial variability versus

Holocene stability: changes in planktic and benthic foraminifera faunas and ocean circulation in the North Atlantic during the last 60000 years. *Marine Micropaleontology*, 47: 143-176.

RATHBURN, A.E. & CORLISS, B.H. (1994). The ecology of living (stained) deep-sea benthic foraminifera from the Sulu Sea. *Paleoceanography*, 9: 87-150.

RATHBURN, A.E.: PEREZ, M.E. & LANGE, C.B. (2001). Benthic-pelagic coupling in the Southern California Bight: relationships between sinking organic material, diatoms and benthic foraminifera. *Marine Micropaleontology*, 43: 261-271.

REY SALGADO, J. (1993). Relación morfosedimentaria entre la plataforma continental de Galicia y las Rías Bajas y su evolución durante e1 Cuaternario. *Publicaciones Especiales, Instituto Español de Oceanografía*, Madrid, 17: 1-233.

RIJK, S.; TROELSTRA, S.R. & ROHLING, E.J. (1999). Benthic foraminiferal distribution in the Mediterranean Sea. *Journal of Foraminiferal Research*, 20: 93-103.

RIJK, S.; JÖRISSEN, F.J.; ROHLING, E.J.; TROELSTRA, S.R. (2000). Organic flux control on bathymetric zonation of Mediterranean benthic foraminifera. *Marine Micropaleontology,* 40: 151-166.

ROHLING, E.J.; De STIGTER, H.C.; VERGNAUD-GRAZZINI, C. & ZAALBERG, R. (1993). Temporary repopulation by low-oxygen tolerant benthic foraminifera within an Upper Pliocene sapropel: evidence for the role of oxygen depletion in the formation of sapropels. *Marine Micropaleontology*, 22: 207-219.

ROSS, C.R. & KENNETT, J.P. (1984). Late Quaternary paleoceanography as recorded by benthonic foraminifera in Strait of Sicily sediment sequences. *Marine Micropalaeontology*, 8: 315-336.

SAFFERT, H. & THOMAS, E. (1998). Living foraminifera and total populations in salt marsh peat cores: Kelsey March (Clinton, CT) and the Great Marshes (Barnstable, MA). *Marine Micropaleontology*, 33: 175-202.

SARNTHEIN, M. & ALTENBACH, A. (1995). Late Quaternary changes in surface water and deep water masses of the Nordic Seas and north-eastern North Atlantic: a review. *Geologische Rundschau*, 84: 89-107.

SCHMIEDL, G.; MACKENSEN, A. & MÜLLER, P.J. (1997). Recent benthic foraminifera from the eastern South Atlantic Ocean: dependence on food supply and water masses. *Marine Micropaleontology*, 32: 249-287.

SCHÖNFELD, J. (1997). The impact of the Mediterranean Outflow Water (MOW) on benthic foraminiferal assemblages and surface sediments at the southern Portuguese continental margin. *Marine Micropaleontology*, 29: 211-236.

SCHÖNFELD, J. (2002 a). A new benthic foraminiferal proxy for near-bottom current velocities in the Gulf of Cadiz, northeastern Atlantic Ocean. *Deep-Sea Research I*, 49: 1853-1875.

SCHÖNFELD, J. (2002 b). Recent benthic foraminiferal in deep high-energy environments from the Gulf of Cadiz (Spain). *Marine Micropaleontology*, 44: 141-162.

SCHRÖDER-ADAMS, C.; COLE, F.; MEDIOLI, F.; MUDIE, P.; SCOTT, D. & DOBBIN, L. (1990). Recent arctic shelf foraminifera: seasonally ice covered vs. perennially ice covered areas. *Journal of Foraminiferal Research,* 20: 8-36.

SEJRUP, H.-P.; FLERAN, T.; HALD, M.; BECK, L.; HAGEN, J.; MILJETEIG, I.; MORVIK, I. & NORVIK, O. (1981). Benthonic foraminifera in surface samples from the Norwegian continental margin between 62° N and 65° N. *Journal of Foraminiferal Research*, 11: 277-295.

SEN GUPTA, B.K. & MACHAIN-CASTILLO, M.L. (1993). Benthic foraminifera in oxygen-poor habitats. *Marine Micropaleontology*, 20: 183-201.

SILVA, K.A.; CORLISS, B.H.; RATHBURN, A.E. & THUNELL, R.C. (1996). Seasonality of living benthic foraminifera from the San Pedro Basin, California Borderland. *Journal of Foraminiferal Research,* 26: 71-93.

SOARES, A.M. (1989). *Efeito de reservatório oceânico nas águas costeiras de Portugal Continental.* ICEN-LNETI, Departamento de Química, unpublished, 135 pp.

STOW, D.A.V. & PIPER, D.J.W. (1984). Deep-water fine-grained sediments: history, methodology and terminology. In: STOW, D.A.V. & PIPER, D.J.W. (Editors), *Fine-granted Sediments: Deep-water Processes and Facies*, *Geological Society of London,* Special Publication, 15: 6-14.

STUIVER, M.; REIMER, P.J.; BARD, E.; BECK,

J.W.; BURR, G.S.; HUGHEN, K.A.; KROMER, B.; McCORMAC, F.G.; Van der PLICH, J. & SPURK, M. (1998). INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24000-0 cal. BP. *Radiocarbon*, 40: 1041-1083.

TEKIROGLU, S.E.; EDIGER, V.; YEMINOCIOGLU, S.; KAPUR, S. & AKCA, E. (2001). The experimental analysis on the Late Quaternary deposits of the Black Sea. *Oceanologica Acta* 24: 51-67.

TENORE, K.R.; ALONSO-NOVAL, M.; ALVAREZ-OSSORIO, M.; ATKINSON, L.P.; CABANAS, J.M.; CAL, R.M.; CAMPOS, H.J.; CASTILLEJO, F.; CHESNEY, E.J.; GONZALEZ, N.; HANSON, R.B.; McCLAIN, C.R.; MIRANDA, A.; ROMAN, M.R.; SÁNCHEZ, J.; SANTIAGO, G.; VALDÉS, L.; VARELA, M. & YODER, J. (1995). Fisheries and oceanography off Galicia, NW Spain: Mesoscale spatial and temporal changes in physical processes and resultant patterns of biological productivity. *Journal of Geophysical Research,*100: 10943-10966.

Van der ZWAAN, G.J. & JORISSEN, F.J. (1991). Biofacial patterns in river-induced shelf anoxia. In: Tyson, R.V. & Pearson, T.H. (Eds.), *Modern and Ancient Continental Shelf Anoxia*, *Geologycal Society Special Publication*, 58: 65-82.

Van der ZWAAN, G.J.; DUIJNSTEE, I.A.P.; Den DULK, M.; ERNST, S.R.; JANNINK, N.T. & KOUWENHOVEN, T.J. (1999). Benthic foraminifers: proxies or problems? A review of paleoecological concepts. *Earth Science Reviews*, 46: 213-236.

WELLS, P.; WELLS, G.; CALI, J. & CHIVAS, A. (1994). Response of deep-sea benthic foraminifera to Late Quaternary climate changes, southeast Indian Ocean, offshore Western, Australia. *Marine Micropaleontology*, 23: 185-229.

WILKIN, R.T. & BAMES, H.L. (1996). Pyrite formation by reactions of iron monosulfides with dissolved inorganic and organic sulphur species. *Geochimica, Cosmochimica Acta* 60: 4167-4179.

WILLIAMSON, M.A. (1985). Recent foraminiferal diversity on the continental margin off Nova Scotia, Canada. *Journal of Foraminiferal Research*, 15: 43-51.

WILLIAMSON, M.A.; KEEN, C.E. & MUDIE, P. J. (1984). Foraminiferal distribution on the continental margin off Nova Scotia. *Marine Micropaleontology*, 9: 219-239.

WOOSTER, W.S.; BAKUN, A. & McLAIN, D.R. (1976). The seasonal upwelling cycle along the eastern boundary of the North Atlantic. *Journal of Marine Research*, 34: 131-141.

Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe
Coruña. 2005. Vol. 30, pp. 125-144

ISSN: 0213-4497

Nova abordagem na caracterização do aquífero costeiro de Sines (S Portugal) recorrendo a técnicas isotópicas ambientais

New approach in the characterization of Sines coastal aquifer (S Portugal) using environmental isotope techniques

GALEGO FERNANDES, P[1].; CARREIRA, P.[1] E SILVA M.O.[2]

Abstract

The Sines sedimentary basin is limited at E by the South Portuguese Zone palaeozoic terrains and at W by the Atlantic Ocean. Shows a huge geologic variability, with formations from the Triassic until the Quaternary and a N-S orientation.
The aquifer with higher regional importance is the Jurassic carbonated system. This is confined or semi-confined by the Miocenic and Plio-quaternary levels, being the thickness of these cover materials variable. The subterranean flow is from E to W towards the Atlantic Ocean.
The medium isotopic contents in 2H and 18O in the Plio-Miocene Aquifer are -26.8 ‰ and -4.54 ‰ respectively; in the Jurassic aquifer the waters are enriched in the heavier isotopes, in about 1.8 ‰ in 2H and 0.2 ‰ in 18O. This pattern seems to indicate that the recharge in this system had occurred under different climatic conditions. However, analysing the behaviour of the heavier isotopic species and considering a flow from E to W, it is noticed an absence of a well defined pattern, being only present a small depletion towards the coastline (older waters).
It is visible in both aquifers the presence of relatively modern waters, with tritium contents higher than 1.3 TU and 14C (pmc) above 40 pmc.
Evaluating the existent relation between the 14C content and the HCO3, NO3 and CO2 concentrations, we could estimate that the majority of the modern carbon present in these waters results from the roots plants respiration, since the existent correlation between 14C and CO2 is significantly more important than the correlations between this radioisotope and nitrates or even between 14C and HCO3.

Key words: Groundwater dating, stable environmental isotopes, sedimentary basin, S-Portugal

(1) Instituto Tecnológico e Nuclear, Dep. Química, Grupo Química Analítica e Ambiente, Estrada Nacional nº10, 2686-953 Sacavém, Portugal, email: paulagf@itn.pt
(2)Faculdade de Ciências da Universidade Lisboa, Dep. Geologia, Ed. C6, 3º Piso, Campo Grande, Lisboa, Portugal

INTRODUÇÃO

No Alentejo a utilização de águas subterrâneas assumiu importância desde tempos históricos, imposta pelas condições climáticas (precipitação média anual das mais baixas do território português e os anos de seca muito frequentes), consistindo inicialmente no aproveitamento da água em nascentes e em captações rudimentares de níveis freáticos superficiais, que evoluíram para galerias e poços. Esta utilização foi crescendo e em 1990, cerca de 295 000 habitantes (54% da população residente) eram servidos por sistemas de abastecimento público baseados exclusivamente em águas subterrâneas, destacando-se 21 aglomerados urbanos com mais de 5000 habitantes e a maioria das comunidades rurais. Na região de Santiago do Cacém e Sines (Fig. 1) a água subterrânea dos sistemas aquíferos representa a principal fonte de abastecimento da população, da actividade agro-pecuária e da actividade industrial. Dada a importância do ponto de vista hidrogeológico dos sistemas analisados, este trabalho teve como principal objectivo a utilização da composição química e isotópica destas águas subterrâneas na caracterização das unidades aquíferas, tendo sempre como perspectiva a identificação de possíveis misturas com águas provenientes de unidades aquíferas diferentes, ou com os cursos de água relevantes na região. Procurou-se, ainda, investigar a origem dos mecanismos de mineralização das águas (dissolução de sais e/ou intrusão marinha actual/antiga).

Através da aplicação de técnicas isotópicas, nomeadamente o uso das razões $^{2}H/^{1}H$, $^{13}C/^{12}C$ e $^{18}O/^{16}O$ e dos teores em ^{3}H e em ^{14}C das águas subterrâneas, tentou elaborar-se um modelo conceptual de circulação do sistema aquífero de Sines, conjugando a evolução da composição isotópica dos aquíferos e o comportamento dinâmico dos sistemas, quer no espaço, quer no tempo. Através do enquadramento paleoclimático da região na Península Ibérica e no Globo, tentou-se identificar qual a resposta dos sistemas aquíferos às grandes variações climáticas globais (épocas glaciares).

ÁREA ESTUDADA

Enquadramento geológico e hidrogeológico

A Bacia de Sines encontra-se limitada a E pelos terrenos paleozóicos da Zona Sul Portuguesa e a W pelo Oceano Atlântico. Do ponto de vista geológico, esta região apresenta uma variabilidade acentuada (Fig. 2), com formações desde o Triásico até ao Quaternário, que afloram ao longo de faixas com orientação geral aproximadamente N-S, decrescendo de idade para ocidente.

As formações paleozóicas que constituem o substrato da Bacia de Sines enquadram-se na Zona Sul Portuguesa estendendo-se desde o período Devónico até ao Carbónico, correspondendo à Formação Filito-Quartzítica, ao Complexo Vulcano-Sedimentar, à Formação de Mértola e à Formação de Mira.

O Mesozóico aflora ao longo de uma faixa alongada NNW-SSE de aproximadamente 20 km, com as formações mais antigas a Leste, em virtude de a bacia sedimentar ser composta por uma série monoclinal, basculada para Oeste, composta essencialmente por arenitos de Silves – Triásico Superior (T), complexo pelítico-carbonatado evaporítico de Silves – Hetangiano (J_{Hg}), calcários folhetados - Hetangiano (J_{Hg}), complexo vulcano-sedimentar – Sinemuriano (J_{CVS}), dolomitos, margas dolomíticas e calcários de Fateota – Liásico(J_{Ls}), formação Rodeado-Monte Branco – Dogger (J_{Dg}), e calcários, margas e conglomerados de Deixa-o-Resto – Malm (J_{Mlm}).

As formações jurássicas contactam a Sul e a Este com formações paleozóicas do Carbónico e a Sudoeste com o Maciço Subvulcânico de Sines. A Oeste, através da falha de Santo André, o Jurássico contacta com formações argilosas, arenosas, conglomeráticas e carbonatadas do Cenozóico. A Norte, os afloramentos terminam em cunha, de encontro com as formações paleozóicas, sendo muito provavelmente, este biselamento provocado pela falha de Santo André (MANUPPELLA, 1983; MANUPPELLA & MOREIRA, 1989).

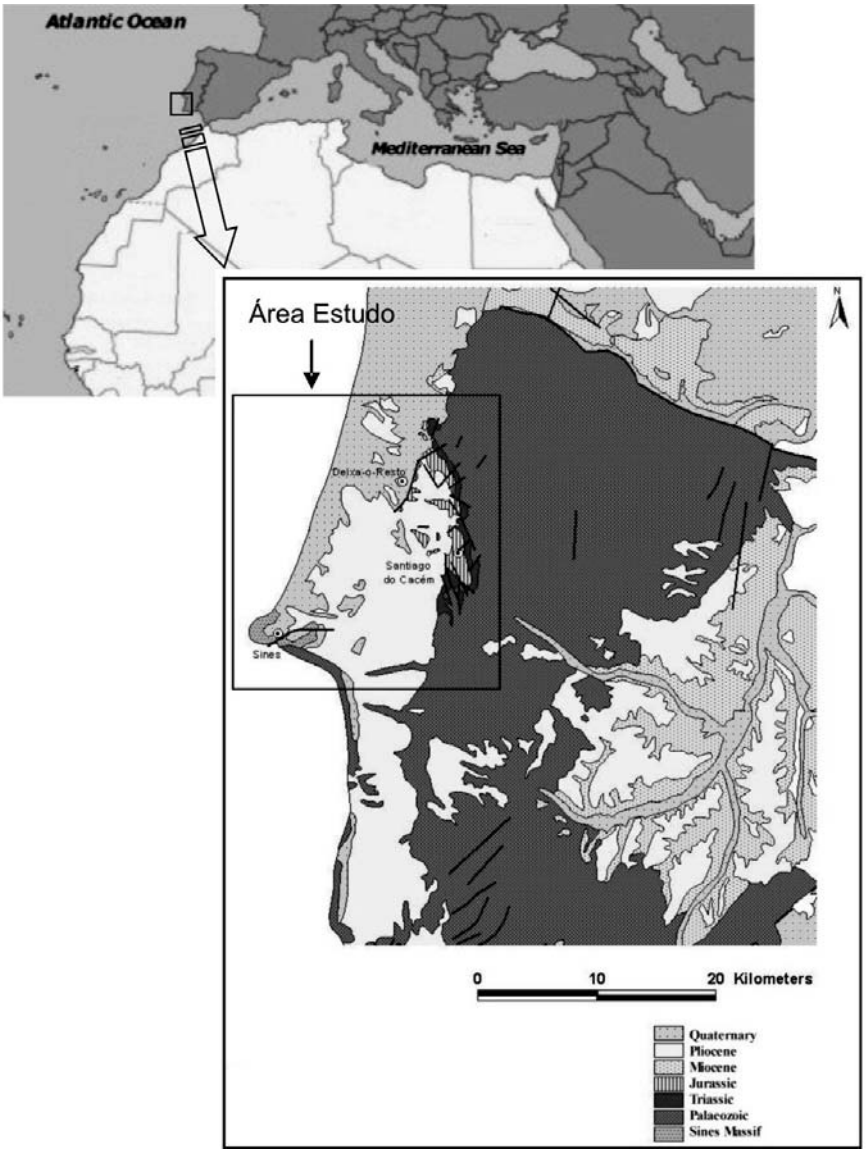


Fig. 1 – Localização geográfica da Bacia de Sines (S de Portugal).

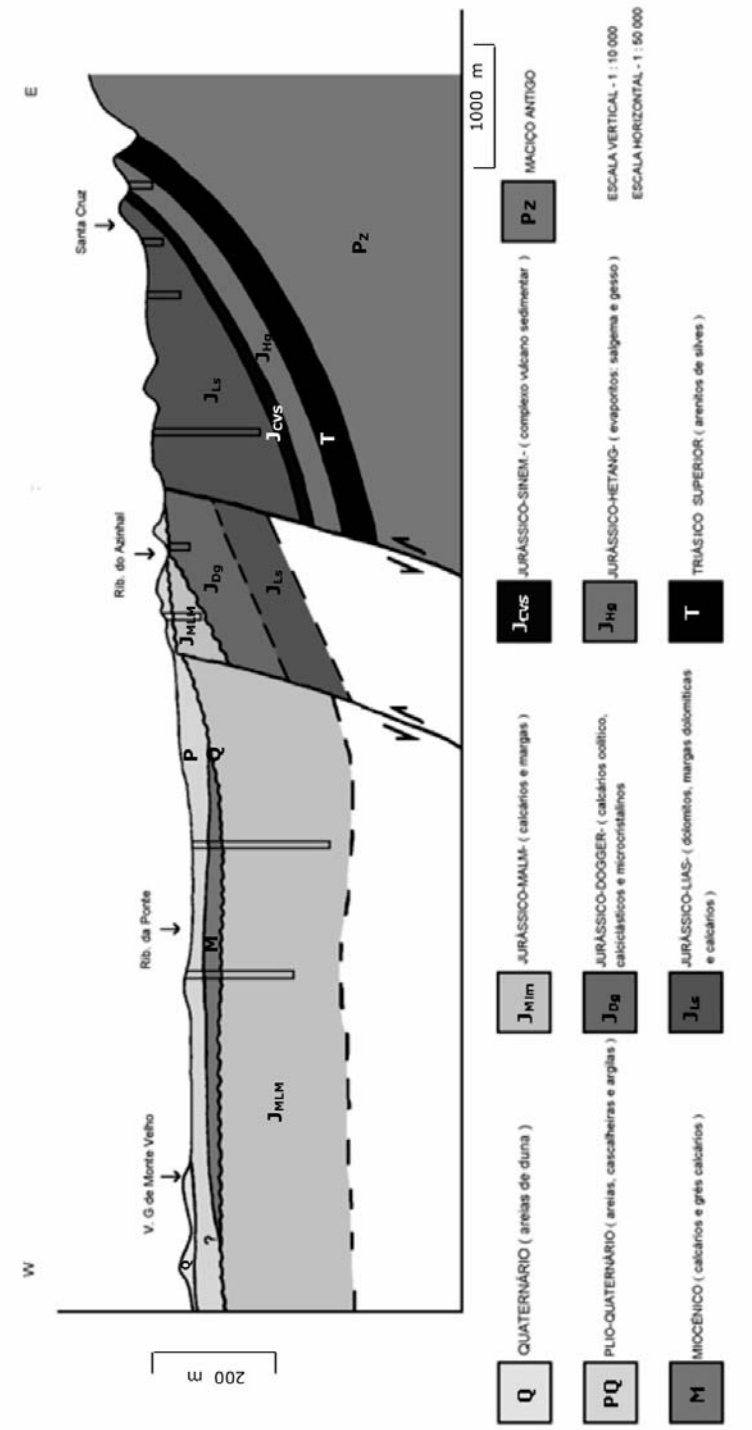


Figura 2 – Localização geográfica da Bacia de Sines (S de Portugal).

O sistema aquífero de Sines apresenta diversos níveis produtivos. Do ponto de vista regional o aquífero com maior importância é o aquífero carbonatado do Jurássico. Este aquífero encontra-se, geralmente, confinado a semiconfinado pelos níveis miocénicos e plio-quaternários, sendo a espessura destes materiais de cobertura muito variada, desde poucos metros de espessura atingindo as centenas de metros.

No limite E da área estudada afloram as rochas carbonatadas do Jurássico. Assim, a área de recarga directa do aquífero jurássico situa-se ao longo de uma faixa aproximadamente N-S, passando por Santiago do Cacém, Santa Cruz até à zona da Cascalheira. Na restante região a recarga do aquífero jurássico faz-se essencialmente de forma indirecta, a partir dos sedimentos pós-mesozóicos. Este facto torna-se tanto mais evidente quando se verifica a relativa estabilidade da superfície piezométrica ao longo do ano, assim como a elevada produtividade demonstrada pelo aquífero. Estes dois factos dificilmente poderiam ocorrer num aquífero em que a única zona de recarga corresponde a uma área de afloramento de rochas jurássicas, sendo evidente, por outro lado, que as rochas miocénicas e plio-quaternárias têm uma importância vital no funcionamento hidráulico do aquífero jurássico.

O aquífero das rochas miocénicas corresponde a um aquífero confinado/semiconfinado pelos sedimentos plio-quaternários, estando a sua localização limitada à zona a W da Falha de Deixa-o-Resto (fig. 2). De acordo com o modelo de funcionamento proposto para esse sistema aquífero admite-se que a recarga diferida, através dos sedimentos suprajacentes, represente o mecanismo principal na recarga deste aquífero. Embora as produtividades dos furos que captam o Miocénico sejam inferiores às do Jurássico, estas não são negligenciáveis, existindo numerosos furos a captarem este nível aquífero, com produtividades moderadas, na ordem dos 10 L/s e com estabilidade dos níveis ao longo do tempo.

Por último o aquífero plio-quaternário corresponde a um aquitardo - aquífero livre, sendo a sua recarga essencialmente directa através da água da precipitação que se infiltra. As produtividades são geralmente modestas, existindo no entanto, numerosos furos e poços particulares a captarem esta formação.

Pode então afirmar-se que o sistema aquífero Jurássico tem o fluxo regional de E para W, sendo a sua recarga realizada de forma directa nas zonas de afloramentos jurássicos e de forma diferida na restante região e em zonas em que o equilíbrio hidráulico entre o aquífero jurássico e os suprajacentes permita a drenância da água através dos níveis semiconfinantes (Fig. 3).

De um modo geral as águas pertencentes ao Jurássico são mais mineralizadas que as do Miocénico, com valores de condutividade da ordem de 800 μS/cm comparativamente aos 530 μS/cm da formação cenozóica. É possível identificar, essencialmente, três fácies hidroquímicas: (i) águas bicarbonatadas calco-magnesianas e (ii) águas bicarbonatadas cálcicas e cloretadas calco-sódicas. As amostras do Jurássico apresentam uma mineralização mais homogénea no que diz respeito as catiões, apresentando contudo uma maior dispersão no teor em aniões. Foram-identificados alguns valores anómalos para os sulfatos e cloretos que poderão resultar de mistura com águas provenientes do Hetangiano, que por dissolução do susbstrato influenciam as águas do Jurássico, reflectindo-se nos teores nestes elementos. Relativamente ao Miocénico, identifica-se a presença de contaminação pontual em nitratos reflectindo-se em valores máximos de 93.4 mg/L.

Avaliando o comportamento dos catiões e aniões nas duas unidades analisadas é possível ainda afirmar que, nos catiões se observa uma maior dispersão das amostras do Miocénico, com mineralizações consideravelmente diferentes em magnésio, cálcio e sódio. As amostras do Jurássico apresentam uma mineralização mais homogénea no que diz respeito as catiões, mas assumem uma maior dispersão nos aniões, particularmente no que diz respeito aos sulfatos, em que provavelmente as amostras que evidenciam teores em sulfatos mais elevados devem resultar de uma origem antropogénica.

METODOLOGIA

De modo a obter uma caracterização isotópica do sistema aquífero de Sines, foram efectuadas 4 campanhas de amostragem, entre Maio de 2001 e Julho de 2002. Foram colhidas 15 e 4 amostras amostras de água subterrânea em furos que captam respectivamente, o Jurássico e o Plio-Miocénico,

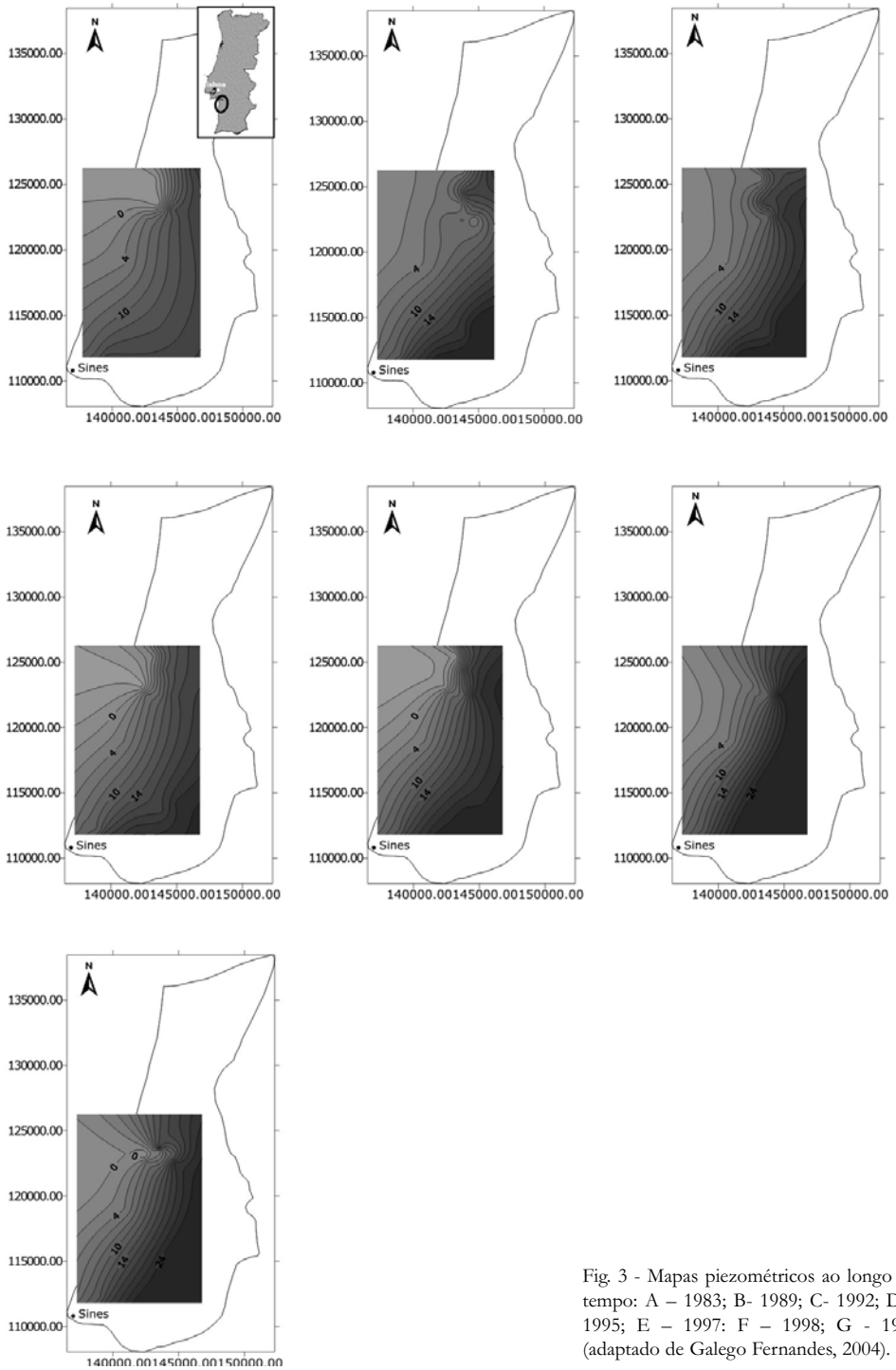


Fig. 3 - Mapas piezométricos ao longo do tempo: A – 1983; B- 1989; C- 1992; D – 1995; E – 1997: F – 1998; G - 1999 (adaptado de Galego Fernandes, 2004).

cujas profundidades variam entre 50 a 180 m no Jurássico e atingem aproximadamente os 40 m no Plio-Miocénico. Em todas as amostras foram determinadas as razões de $^{18}O/^{16}O$, $^{2}H/^{1}H$ e os teores em trítio. Relativamente á determinação do teor em ^{14}C e à razão $^{13}C/^{12}C$ foram seleccionadas 7 amostras no Jurássico e 1 no Plio-Miocénico.

A concentração das espécies isotópicas estáveis expressa-se de forma absoluta adimensional, através da notação delta (δ), ou seja, desvio em permilagem ($^{o}/_{oo}$) obtida através da seguinte equação:

$$\delta = [(R_{amostra} / R_{padrão}) - 1] \times 1000$$

onde $R_{amostra}$ representa a razão $^{2}H/^{1}H$ ou $^{18}O/^{16}O$ medida na amostra, enquanto $R_{padrão}$ se refere à mesma razão isotópica ($^{2}H/^{1}H$ ou $^{18}O/^{16}O$) determinada no padrão. Valores δ positivos indicam concentrações em isótopos pesados superiores às do padrão, enquanto valores negativos correspondem a amostras empobrecidas nas espécies isotópicas pesadas, ou seja, em oxigénio-18 e em deutério relativamente ao padrão. A escolha da notação delta (δ) justifica-se por ser mais simples obter valores de concentração relativamente a um padrão, através de espectrómetros de massa do que a obtenção de concentrações absolutas nas amostras.

O padrão adoptado que expressa as concentrações em oxigénio-18 ($\delta^{18}O$) e em deutério ($\delta^{2}H$) em amostras de água, em estudos hidrogeológicos, é o Vienna - Standard Mean Ocean Water (V-SMOW). Este representa uma mistura de água oceânica. Por conseguinte, a concentração isotópica da água do mar, expressa em unidades delta é para o $\delta^{2}H$ e para o $\delta^{18}O$, próxima de 0 $^{o}/_{oo}$ (CRAIG, 1961; FONTES, 1981).

Na determinação da composição isotópica em oxigénio e em hidrogénio foram aplicados respectivamente os métodos de Epstein e Mayeda na determinação dos valores de $\delta^{18}O$ e o método de Friedman na determinação dos valores de $\delta^{2}H$ (GONFIANTINI, 1981).

Nos laboratórios de espectrometria de massa de isótopos leves do Grupo de Química Analítica e Ambiente do Instituto Tecnológico e Nuclear recorreu-se ao espectrómetro de massa SIRA 10 da VG ISOGAS nas medições de $\delta^{2}H$ e de $\delta^{18}O$. A incerteza média associada aos resultados é de 0.1‰ nos valores de $\delta^{18}O$ e de 1‰ para valores de $\delta^{2}H$.

Quer o trítio, quer o carbono-14 são isótopos radioactivos, encontrando-se no meio ambiente em quantidades facilmente mensuráveis. É importante referir que a radioactividade é definida como a transformação espontânea de certos isótopos dos elementos químicos noutras espécies, em consequência da desintegração dos seus núcleos. A desintegração ou decaimento radioactivo é um processo espontâneo, de natureza aleatória, não alterável por influências externas, que obedece à lei exponencial:

$$N=N_0 \, e^{-\lambda\tau}$$

sendo, N_0 e N o número de átomos da espécie radioactiva na amostra nos instante t=0 e t, respectivamente, e λ a constante de desintegração. Define-se, além disso, período ($t_{1/2}$) de uma espécie radioactiva como o tempo necessário para que um determinado número de átomos dessa espécie se reduza a metade.

A constante de desintegração (λ) e o período ($t_{1/2}$) têm valores característicos para cada isótopo radioactivo, encontrando-se relacionados pela seguinte expressão:

$$t_{1/2} = \ln \frac{2}{\lambda}$$

Relativamente ao ^{3}H, este isótopo tem um período de 12,32 anos e é um emissor β fraco (E_{max} = 18,6 keV) (LUCAS & UNTERWEGER, 2000). Além da emissão de uma partícula β- (^{-1}e)na desintegração do núcleo de ^{3}H ocorre, também, a emissão de um antineutrino $\underline{\nu}$:

$$^{3}_{1}H \rightarrow {}^{3}_{2}He + \beta^{-} + \bar{\upsilon}$$

Actualmente, o trítio que existe no meio ambiente tem duas origens:

(i) Uma origem natural, resultante da reacção de

neutrões (térmicos), produzidos pela interacção dos raios cósmicos com as partículas existentes nas altas camadas da atmosfera, com os núcleos de átomos de azoto:

$$^{14}N + n \longrightarrow {}^{14}C + {}^{1}H$$

A produção média de trítio por este processo estima-se em cerca de 0.25 átomo.cm^{-2}.s^{-1}, o que corresponde a 200 g de ^{3}H / ano (GONFIANTINI *et al*., 1990; ROZANSKI *et al.,* 1991).

(ii) Uma origem artificial, antrópica: explosões termonucleares realizadas na atmosfera, indústria nuclear (centrais nucleares, fábricas de reprocessamento de combustível) e produtos de consumo tais como tintas, lâmpadas e componentes de relógios. Importa referir que as explosões nucleares na atmosfera, levadas a efeito entre 1952 e 1963, libertaram cerca de 600 kg de ^{3}H. Para além disso, a indústria nuclear (por ex., água utilizada no arrefecimento dos reactores) liberta este isótopo radioactivo para a atmosfera sob a forma de efluentes gasosos e líquidos (ROZANSKI *et al.,* 1991).

Tanto o ^{3}H produzido na atmosfera por processos naturais como o resultante da acção do Homem é rapidamente oxidado, passando a vapor de água atmosférico ($^{1}H^{3}HO$). Entra, assim, no Ciclo Hidrológico através da precipitação e da troca isotópica entre o ar e as massas de água oceânicas.

As concentrações de trítio em águas naturais são usualmente expresssas em Unidades de Trítio (TU). Uma Unidade de Trítio corresponde a $^{3}H/^{1}H = 10^{-18}$, o que corresponde a 7.2 dpm (desintegrações por minuto) por litro de água, ou seja, 0,12 Bq/l (PAYNE, 1983). A determinação do isótopo radioactivo de trítio consistiu no enriquecimento por electrólise das amostras de água e posterior medição da espécie referida através de um contador de cintilação líquida PACKARD TRI-CARB 2000 CA/LL. O erro associado às medições depende do teor em trítio na amostra, variando nas determinações efectuadas em torno de 0,6 TU. O método utilizado encontra-se descrito nos relatórios laboratoriais internos da Agência Intenacional de Energia Atómica (IAEA, 1976).

O carbono-14 existente actualmente na atmosfera tem a sua origem associada a dois processos distintos: um natural, resultante da interacção de radiação cósmica nas altas camadas da atmosfera com os átomos de N, e uma origem artificial, relacionada com a actividade nuclear desenvolvida pelo Homem. A produção natural de ^{14}C resulta da interacção de raios cósmicos com os núcleos dos átomos dos elementos constituintes do ar nas altas camadas da atmosfera, dando origem a partículas diversas, entre as quais neutrões de energia elevada (n). Alguns desses neutrões, depois de perderem a maior parte da sua energia em processos de colisão com núcleos de átomos diversos, reagem com núcleos de azoto conduzindo à formação de radio carbono de acordo com a seguinte reacção: $^{14}N + n \rightarrow {}^{14}C + {}^{1}H$.

Os átomos de carbono-14, após a oxidação, formam moléculas de dióxido de carbono ($^{14}CO_2$), que se misturam com o CO_2 atmosférico não radioactivo, participando, a partir de então, no ciclo global do carbono, ou seja, na bio, na lito e na hidrosfera. A produção natural de ^{14}C na atmosfera estima-se em cerca de 2,5 átomo/cm^2/s, ou seja, 9,3 Kg/ano (GONFIANTINI, 1994).

No referente à produção artificial de carbono-14 esta relaciona-se, fundamentalmente, com três tipos de actividades humanas, respectivamente: com os testes termonucleares realizados na atmosfera, que desde 1952 libertaram quantidades de ^{14}C elevadas, atingindo em 1963 um valor máximo de concentração; com o funcionamento de centrais nucleares; e com fábricas de reprocessamento de combustível. Actualmente, as centrais nucleares e as fábricas de reprocessamento de combustível são responsáveis pela introdução artificial de ^{14}C na atmosfera. Esta produção é localizada e restrita a áreas pequenas. A concentração em radiocarbono na atmosfera encontra-se hoje entre 25 a 30 % acima dos teores naturais, ou seja, dos valores das concentrações anteriores às explosões termonucleares (MAZOR, 1991).

Para a determinação do teor em ^{14}C em águas subterrâneas procedeu-se à precipitação *in situ* do carbono inorgânico total dissolvido (CITD), através de reacção com $BaCl_2$, em condições de pH superi-

ores a 9 (IAEA, 1981). Em laboratório, a partir do precipitado ($BaCO_3$) processa-se a síntese de benzeno, com vista à medição das taxas de contagem desta espécie radioactiva através de um detector de cintilação líquída. Os processos físico-químicos envolvidos nesta metodologia consistem, essencialmente, na obtenção e purificação de dióxido de carbono, da sua reacção com lítio obtendo carboneto de lítio, o qual, por sua vez, se faz reagir com água de modo a obter-se acetileno. Através de um catalizador de crómio obtém-se benzeno (SOARES, 1989).

O benzeno é colocado no contador de cintilação líquida PACKARD TRI-CARB 4530, sendo os resultados obtidos expressos em percentagem de carbono moderno (pmc). O valor médio do desvio padrão associado a esta técnica é função da concentração em carbono na amostra (precipitado), sendo o erro tanto maior quanto maior for o teor em carbono na amostra. A determinação de teor em radiocarbono através da síntese de benzeno e utilização de detector de cintilação líquida requer uma quantidade mínima de carbono, aproximadamente 2,5 g.

Recorrendo à espectrometria de massa determinam-se também as razões isotópicas de $\delta^{13}C$ das amostras de dióxido de carbono recolhidas da linha de síntese, durante o processo de síntese do benzeno obtido a partir do $BaCO_3$.

Diversos modelos matemáticos têm sido elaborados com vista à datação dos sistemas hídricos subterrâneos através do teor em radiocarbono (FONTES & GARNIER, 1979). Todavia dos vários modelos proposto nenhum apresenta uma validade universal, dada a complexidade das variáveis envolvidas. No presente trabalho a escolha do modelo matemático a aplicar no cálculo das "idades aparentes" em ^{14}C (ou idades corrigidas") da água subterrrânea tem por base correcções que consideram diversas entradas de carbono no sistema aquoso tais como dissolução de minerais carbonatados, mistura com carbono orgânico, sendo estas origens controladas através dos teores em $\delta^{13}C$. As "idades aparentes" em ^{14}C das amostras de água subterrânea são calculdas através das seguintes equações:

$$t\ (_{anos}) = (5730\ /\ln 2) \times \ln (C_o/C)$$

$$C_o = [100\ (\delta_{HCO3} - \delta_{Carb}) / (\delta_{Solo} - \delta_{Carb} + \varepsilon)]\ (1 + 2\varepsilon/1000)$$

Em que:

C- concentração em ^{14}C (pmc) na amostra

C_o – concentração inicial em ^{14}C (pmc) na amostra

$\delta_{HCO3} - \delta^{13}C$ do CITD em $^{o}/_{oo}$ (valor determinado na amostra)

$\delta_{Carb} - \delta^{13}C$ da matriz do aquífero ($1 \pm 1\ ^{o}/_{oo}$)

$\delta_{Solo} - \delta^{13}C$ do CO_2 do solo ($-25 \pm 2\ ^{o}/_{oo}$)

ε – factor de enriquecimento isotópico ($8.0 \pm 0.5\ ^{o}/_{oo}$)

As "idades corrigidas" são expressas em milhares de anos BP (ka). A cada valor encontra-se sempre associado um desvio padrão (σ).

À semelhança dos valores de $\delta^{2}H$ e $\delta^{18}O$, os valores de $\delta^{13}C$ foram determinados do espectrómetro de massa SIRA 10 VG ISOGAS presente no Grupo de Química Analítica e Ambiente do ITN. Os resultados são expressos relativamente ao padrão internacional V-PDB e apresentam uma incerteza média de 0.1‰.

RESULTADOS OBTIVOS

Oxigénio-18 e Deutério

Analisando os resultados isotópicos obtidos nas amostras de água subterrânea colhidas nas unidades do Jurássico e Plio-Miocénico é visível uma diferença na composição isotópica nos dois sistemas amostrados. Assim, no Jurássico, os teores em $\delta^{18}O$ variam entre -4.65 e -3.84 ‰ e entre -27.4 e -22.0 ‰ para o $\delta^{2}H$, enquanto que no Plio-Miocénico a variação de teor em $\delta^{18}O$ ocorre entre -4.68 e -4.36 ‰ e para o $\delta^{2}H$ entre -28.3 e -25.7 ‰.

Comparando a composição isotópica média obtida em ambos aquíferos, verificando-se no aquífero Plio-Miocénico valores de -26.8 ± 1.1‰ em deutério e -4.54 ± 0.13 ‰ em ^{18}O enquanto o aquífero Jurássico apresenta águas mais enriquecidas nas espécies isotópicas pesadas em cerca de 1.8 ‰ em ^{2}H e 0.2 ‰ em ^{18}O.

Dada a independência das variáveis δ^2H e $\delta^{18}O$, determinou-se a recta de regressão ortogonal para o aquífero Jurássico (fig. 4). A recta obtida para o aquífero Plio-Miocénico é representada pela equação ($\delta^2H = 5.90\delta^{18}O + 0.01$), no entanto visto terem sido analisadas apenas 4 amostras nesse sistema, é provável que a recta meteórica local obtida não seja representativa das águas deste aquífero. Na unidade do Jurássico o coeficiente de correlação entre os valores de $\delta^{18}O$ e δ^2H é igual a 0.63, definindo uma recta de regressão de equação:

$$\delta^2H = 6.35\delta\delta^{18}O + 2.71$$

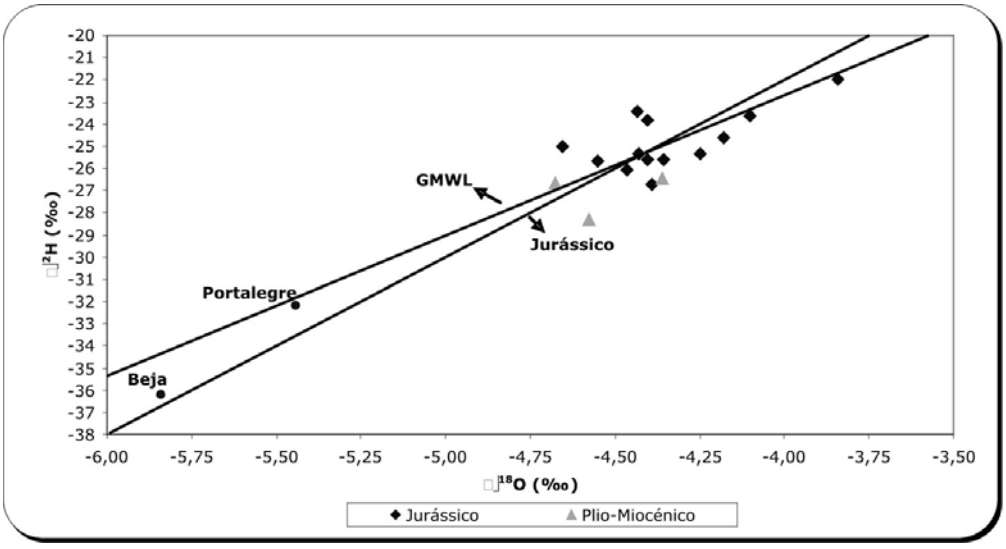


Fig. 4 - Projecção dos valores de δ2H em função dos valores de δ18O. Resultados obtidos nas análises das amostras de águas pertencentes ao Jurássico (adaptado de Galego Fernandes, 2004).

É visível que o comportamento das amostras deste sistema relativamente às estações meteorológicas de Beja e Portalegre é idêntico ao referido para o sistema aquífero da bacia do Sado (GALEGO FERNANDES, 2004), ou seja a composição isotópica da estação de Portalegre se aproxima mais da composição em ^{18}O e ^2H das águas subterrâneas da região.

Comparando os valores de declive da recta de regressão calculada para o aquífero Jurássico, verifica-se que ambos apresentam valores relativamente próximos do declive da GMWL (δ=8 (excesso de deutério)), nomeadamente 6.35.

Evolução isotópica (δ^2H e de $\delta^{18}O$) segundo o fluxo subterrâneo

Os valores obtidos em δ^2H e $\delta^{18}O$ foram projectados sobre a área de estudo (figs. 5 e 6) numa tentativa de visualizar a evolução da composição isotópica do sistema aquífero segundo o sentido de fluxo subterrâneo. Contudo, analisando o comportamento destas espécies isotópicas e considerando um sentido de fluxo subterrâneo de E para W em direcção ao Oceano Atlântico, não é clara a existência de um padrão de distribuição bem definido, verificando-se, de uma forma genérica, um empobrecimento isotópico em direcção à linha de costa, da ordem de 0.04 e 1‰, em oxigénio-18 e em deutério, respectivamente.

A distribuição espacial das composições isotópicas deverá resultar do facto de que a zona de recarga directa do aquífero jurássico se situar ao longo de uma faixa estreita (aproximadamente 20 km) de direcção aproximadamente N-S, passando por Santiago do Cacém, Santa Cruz até à zona da Cascalheira. Na restante área da bacia a recarga faz-se essencialmente de forma indirecta, a partir dos

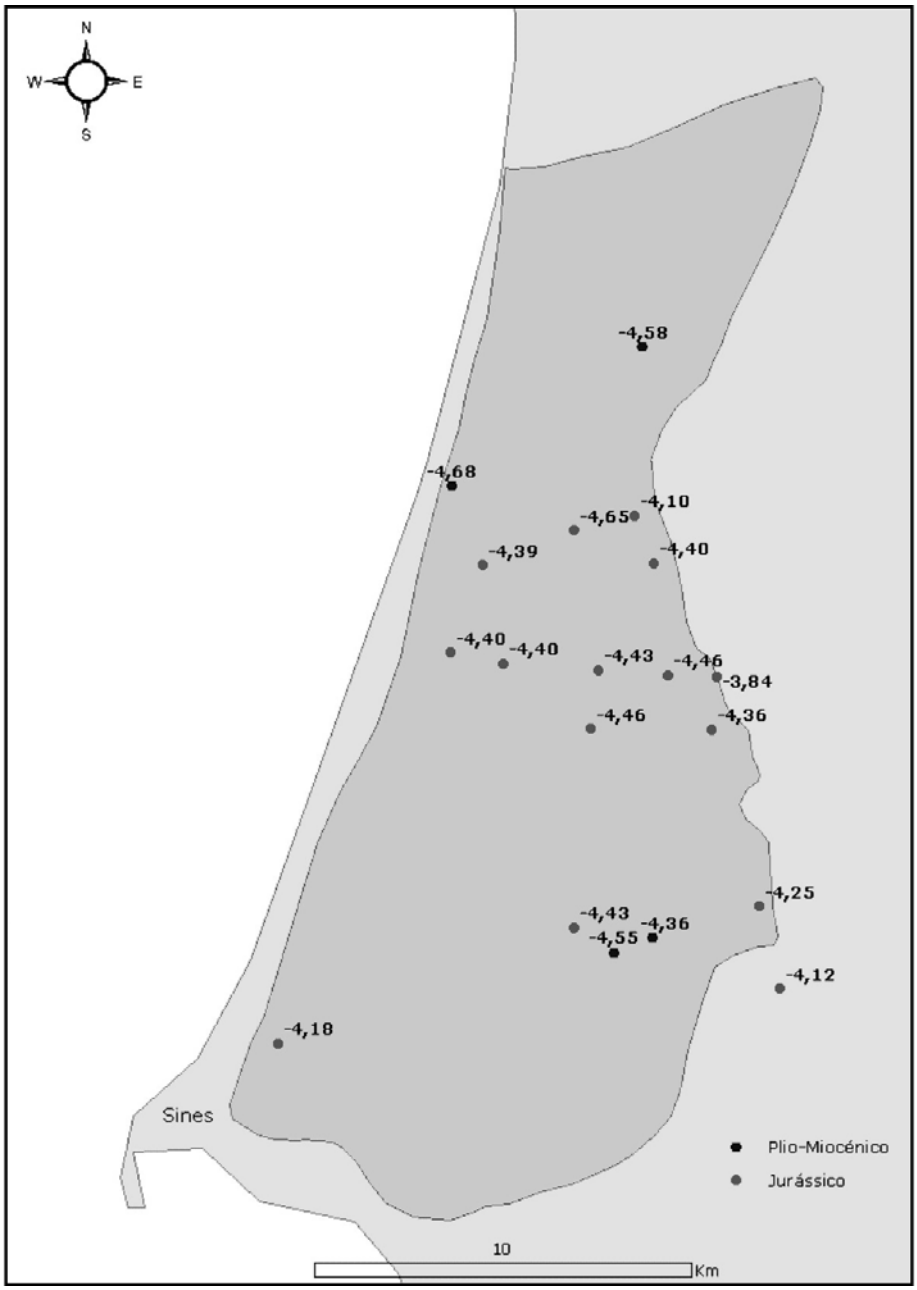


Fig. 5 – Distribuição espacial dos valores de δ18O no sistema aquífero da Bacia de Sines. Resultados obtidos nas análises das amostras de águas pertencentes ao Jurássico e Plio-Miocénico (adaptado de Galego Fernandes, 2004).

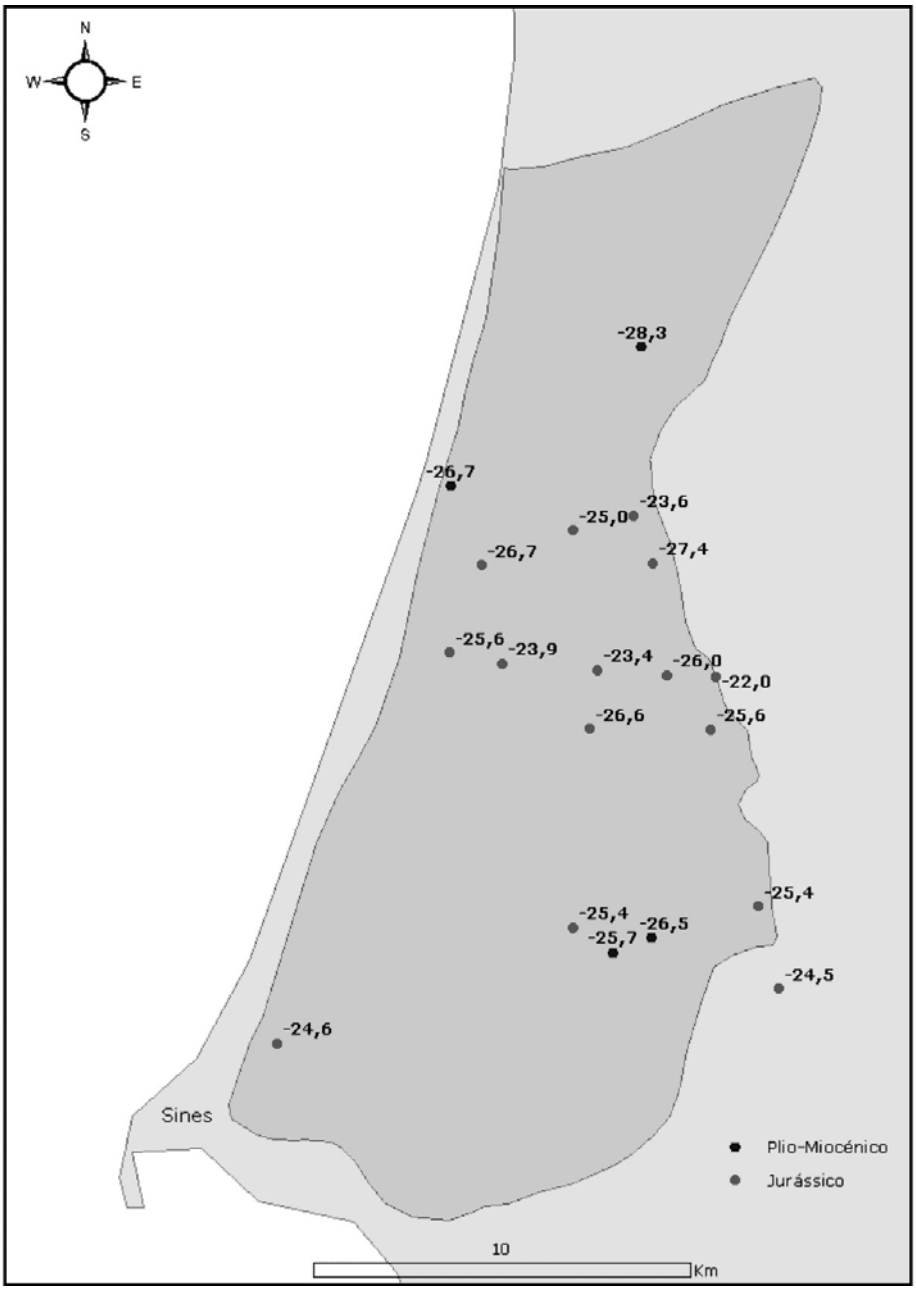


Fig. 6 – Distribuição espacial dos valores de δ2H no sistema aquífero da Bacia de Sines. Resultados obtidos nas análises das amostras de águas pertencentes ao Jurássico e Plio-Miocénico (adaptado de Galego Fernandes, 2004).

sedimentos pós-mesozóicos, levando por conseguinte a uma mistura constante entre as águas de recarga directa e indirecta que parecem possuir assinaturas isotópicas distintas (GALEGO FERNANDES, 2004).

Datação por radiocarbono do Sistema aquífero da Bacia de Sines

O teor em ^{3}H foi determinado para todas as amostras recolhidas para ambas as unidades analisadas neste sistema aquífero. Relativamente ao teor em ^{14}C (pmc), este foi determinado em apenas 7 amostras do Jurássico e somente numa amostra do Plio-Miocénico.

Os teores obtidos nos radioisótopos de ^{3}H e ^{14}C encontram-se expressos nas tabelas 1 e 2.

Neste sistema aquífero é visível, em ambas as unidades (Jurássico e Plio-Miocénico), a presença de águas modernas, dado apresentarem teores em trítio superiores a 1.3 TU. No caso da unidade do Plio-Miocénico o intervalo de valores em ^{3}H varia entre 2.7 e 3.1 TU, teores característicos de águas modernas actuais em Portugal (CARREIRA *et al.,* 2003). Relativamente ao Jurássico, a amplitude de valores encontrada é consideravelmente superior à da unidade suprajacente, isto é, variando entre 1.3 e 7.7 TU, e cujos teores mais elevados (superiores a 5 TU) são ligeiramente maiores que os valores médios determinados neste radioisótopo nas amostras mensais de águas de precipitação colhidas nas estações meteorológicas da rede de amostragem de Portugal Continental, cujos teores médios rondam os 4.5 e 5.3 TU (CARREIRA *et al.,* 2003).

No que diz respeito aos teores em ^{14}C (pmc), todas as amostras apresentam teores superiores a 40 pmc, apoiando a hipótese formulada da presença de águas relativamente modernas ou de a mistura entre águas com idades distintas como resultado da contribuição da recarga do sistema.

De modo a avaliar a distribuição espacial destes isótopos no sistema aquífero da Bacia de Sines, projectaram-se os teores obtidos nos mapas correspondentes (ver Figs 7 e 8).

A distribuição dos teores em ^{3}H ao longo da Bacia de Sines parece indicar a presença de águas mais antigas, teores inferiores a 2 TU, junto à linha de costa. Este padrão espacial observado nos teores em trítio é concordante com o sentido de fluxo das águas subterrâneas, com águas mais modernas junto à área de recarga.

Em sistemas aquíferos de grande extensão lateral, por exemplo superiores a 50 km, o padrão referido poderia ser justificado pela conjugação de dois factores, isto é, por um factor dinâmico associado ao fluxo subterrâneo e pelo chamado *efeito de diluição* de ^{3}H pela massa de água oceânica, uma vez que o teor em ^{3}H nos oceanos é zero (GONFIANTINI *et al.,* 1990; ROZANSKI *et al.,* 1991; GAT *et al.,* 2000).

No que diz respeito aos teores em ^{14}C, identificaram-se valores mais elevados junto à área preferencial de recarga (limite E do sistema aquífero), indiciando a presença de fluxo subterrâneo de E para W, com águas mais *antigas* junto à linha de costa.

No entanto, quando se projectam em escala semi-logarítmica os teores em ^{14}C das amostras de água em função do teor em $\delta^{18}O$ e em $\delta^{2}H$ (figs 9 e 10), observa-se um padrão de distribuição das amostras "algo particular", isto é: para teores menores em ^{14}C (amostras de água mais antigas) verifica-se um enriquecimento isotópico quer em oxigénio-18 quer em deutério. O intervalo observado nos teores de $\delta^{18}O$ e $\delta^{2}H$ é na ordem de 0.8 e 3.0 ‰ respectivamente-(GALEGO FERNANDES, 2004).

Uma possível explicação para o padrão distribuição observado entre os teores em ^{18}O, ^{2}H e em ^{14}C terá que ter em conta as duas hipótese seguintes:

(i) entrada de carbono para o sistema aquoso das águas subterrâneas, por dissolução das rochas carbonatadas (sem carbono-14);

(ii) a maioria do carbono presente nas águas tenha uma origem moderna (com carbono-14).

A primeira hipótese de contribuição da dissolução de carbonatos na percentagem total do carbono inorgânico dissolvido das águas subterrâneas é posta em causa pela correlação evidenciada entre os teores em ^{14}C e HCO_3. O valor de correlação determinado entre esses dois parâmetros é de 0.912 (n =7), o que é contrário ao valor esperado caso existisse uma contribuição importante da dissolução dessas rochas, isto é, o comportamento típico seria

uma diminuição do teor em ^{14}C (pmc) com o aumento em HCO_3, como resultado da ausência de ^{14}C nas rochas carbonatadas. Como tal é então provável que o carbono presente nas águas subterrâneas tenha uma outra origem.

A segunda hipótese formulada tem que ter em conta algumas das possíveis fontes de entrada deste elemento no sistema aquoso que se baseiam na assimilação do CO_2 atmosférico pelas plantas acompanhada pela libertação de CO_2 no solo, quer através da respiração das raízes das plantas, quer pela fermentação e decaimento da matéria orgânica (ácidos fúlvicos, flávicos e húmicos) por influência antropogénica (uso de fertilizantes). Neste caso estamos perante um sistema aberto, observando-se um aumento de teor em bicarbonatos, mantendo-se os teores de ^{14}C em torno de 100 pmc. Nesta situação particular todo o CO_2 que é utilizado na dissolução de rochas carbonatadas é reposto.

Analisando a relação existente entre o teor em ^{14}C e a concentração em CO_2 das águas subterrâneas (fig. 11), é então possível formular a hipótese de que, a maioria do carbono moderno presente nas águas deste sistema aquífero resulte da respiração das raízes das plantas/solo, dado o valor de correlação elevado existente entre ^{14}C e o CO_2 (r= 0.84; n=7). De referir que, a correlação entre o teor em nitratos e a concentração em ^{14}C é igual a 0.41 (n= 7), o que nos leva a supor que a agricultura (actividade biológica) contribuirá para a presença deste radioisótopo nas águas subterrâneas (GALEGO FERNANDES, 2004).

Idade Aparente baseada no teor em ^{14}C

As características estruturais da bacia sedimentar de Sines e a variação da composição isotópica e físico-química observada nas amostras de água subterrânea colhidas neste sistema aquífero, conduziram a que o modelo matemático a aplicar no cálculo das idades aparentes com base no teor em ^{14}C da água subterrânea, apresente uma correcção relativamente simples dos valores de radiocarbono obtidos experimentalmente, visto que:

- a matriz aquífera é essencialmente constituída por leitos arenosos e argilosos, minerais com fraca participação na modificação do teor em ^{14}C e em $\delta^{13}C$;

- a maioria das amostras de água está subsaturada relativamente à calcite e dolomite (IScal < 0);

- as amostras com teores mais elevados em ^{14}C apresentam valores mais empobrecidos de $\delta^{13}C$, caracterizando águas menos evolucionadas do ponto de vista hidrogeoquímico.

Conforme foi supra referido (ver metodologia) deve ter-se em consideração que a correcção dos valores de ^{14}C se baseia na concentração de ^{13}C na amostra, ou seja, a entrada de carbono no sistema aquoso por dissolução de minerais carbonatados, ou mesmo por mistura com carbono orgânico é controlada pelos valores de $\delta^{13}C$. Apesar desta correcção é possível, pela razão expressa no subcapítulo anterior, que as idades aparentes determinadas, e expressas nas tabelas 1 e 2, sejam ligeiramente superiores às reais, em particular quando existem diversas origens de carbono no sistema aquoso subterrâneo.

As amostras analisadas variam entre idade moderna (M) e os 4 ka (BP). Apesar de o número de pontos de amostragem nos quais foi determinada a idade aparente ser reduzido e de se verificar neste sistema uma mistura constante das águas, foi estimada a velocidade média aparente de acordo com o fluxo subterrâneo em 5.2 m/ano para a região mais próxima da área de recarga.

Apesar de se considerar o sistema aberto relativamente ao carbono, estima-se o comportamento da distribuição das idades das águas segundo o sentido de fluxo do sistema aquífero analisado (Fig. 12).

A distribuição espacial das idades calculadas na Bacia de Sines, parece confirmar a presença de águas mais recentes a E, junto à área preferencial de recarga, e de águas mais antigas, a W junto à linha de costa. Como tal, a distribuição da *idade aparente* baseada na composição isotópica (^{14}C) das águas subterrâneas, corrobora o sentido de fluxo de E para W com descarga preferencial no Oceano Atlântico (GALEGO FERNANDES, 2004).

CONCLUSÕES

Baseando-nos na composição isotópica e hidrogeoquímica determinada nas amostras de água subterrânea da Bacia de Sines é possível afirmar que se

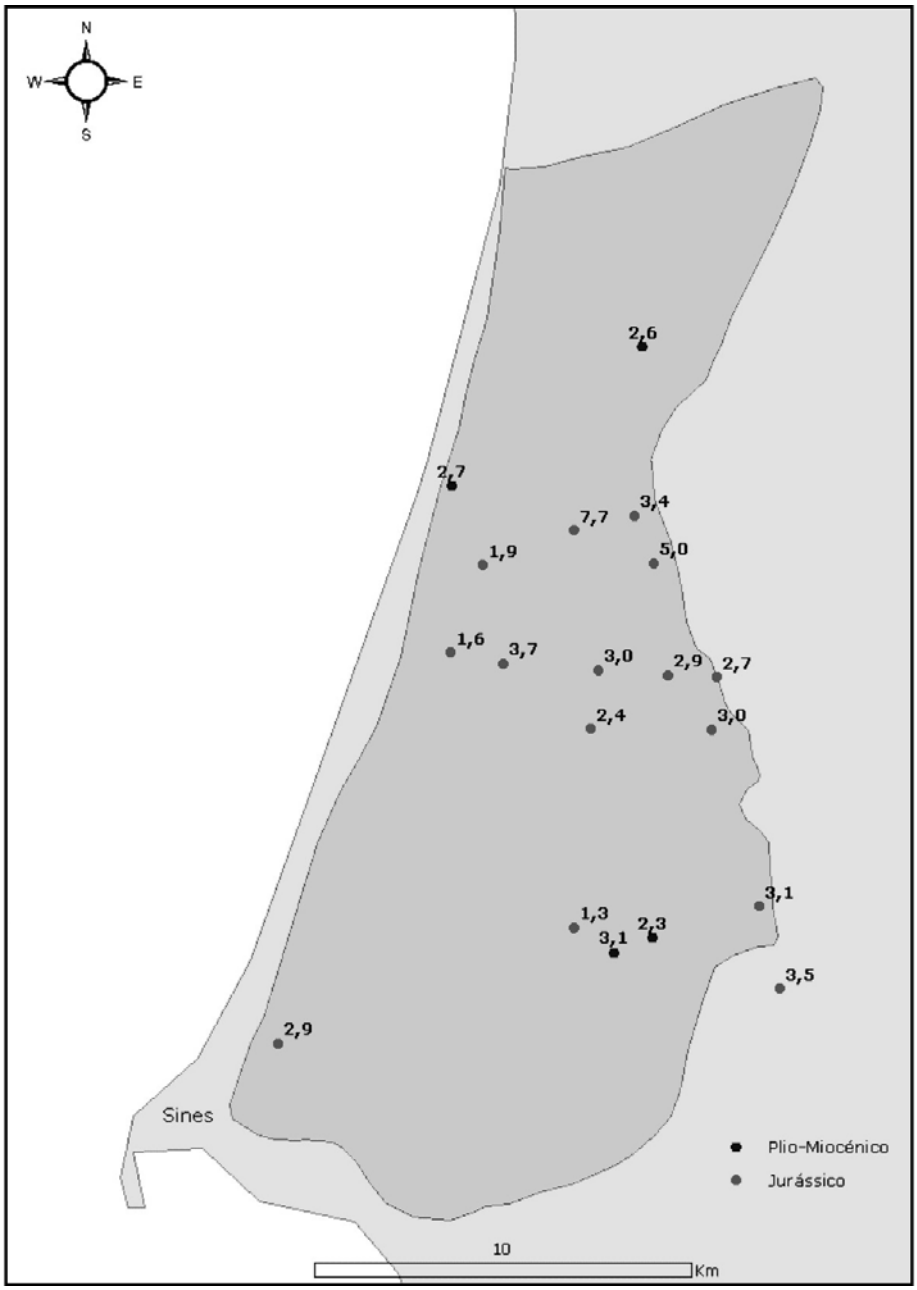


Fig. 7 – Distribuição espacial dos valores de ^{3}H (TU) no sistema aquífero da Bacia de Sines. Resultados obtidos nas análises das amostras de águas pertencentes ao Jurássico e Plio-Miocénico. O erro associado a cada determinação é ± 0.6 TU (adaptado de Galego Fernandes, 2004).

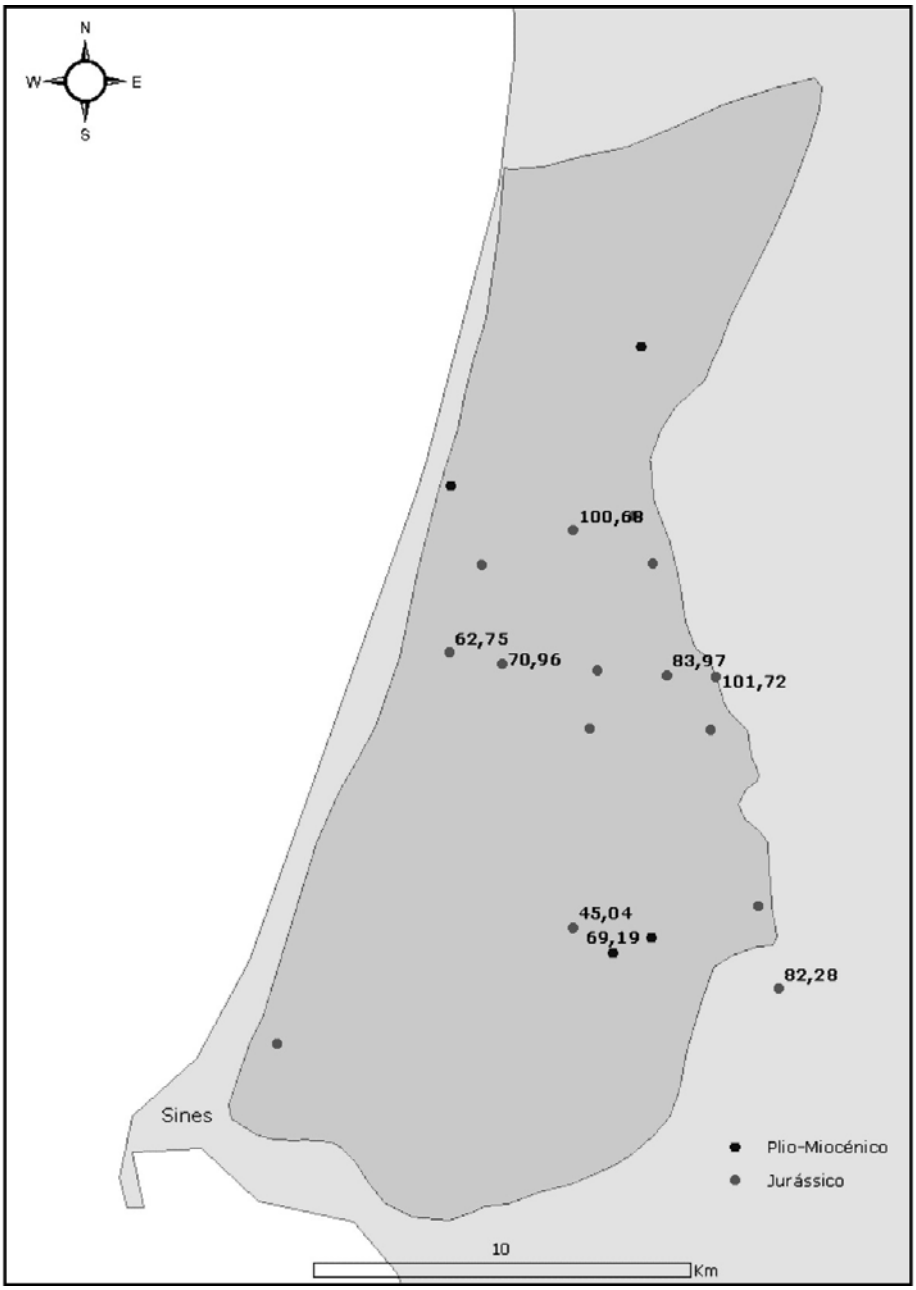


Fig. 8 – Distribuição espacial dos valores de ^{14}C (pmc) em percentagem no sistema aquífero da Bacia de Sines. Resultados obtidos nas análises das amostras de águas pertencentes ao Jurássico e Plio-Miocénico (adaptado de Galego Fernandes, 2004).

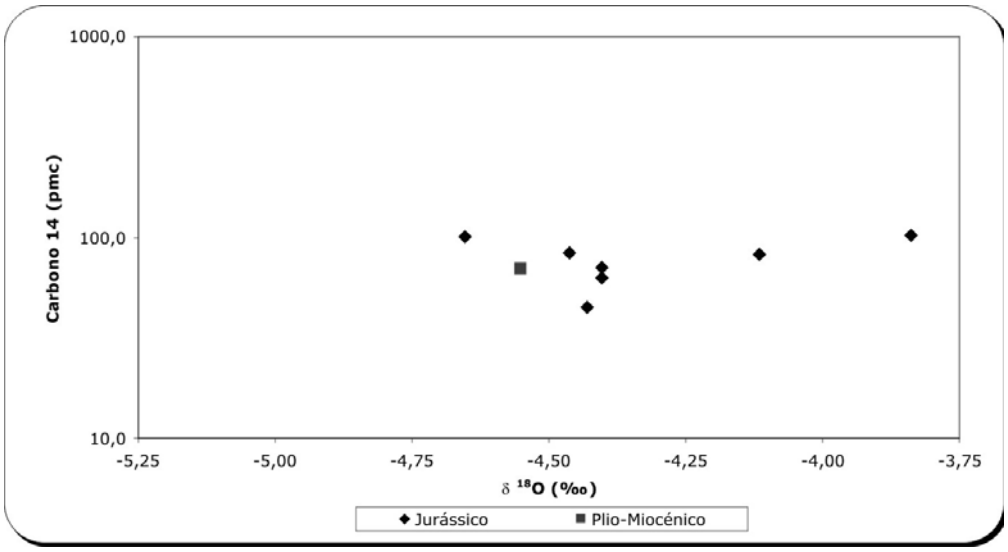


Fig. 9 - Projecção dos valores de δ18O em função dos teores em 14C. Resultados obtidos nas análises das amostras de águas pertencentes ao Jurássico e Plio-Miocénico (adaptado de Galego Fernandes, 2004).

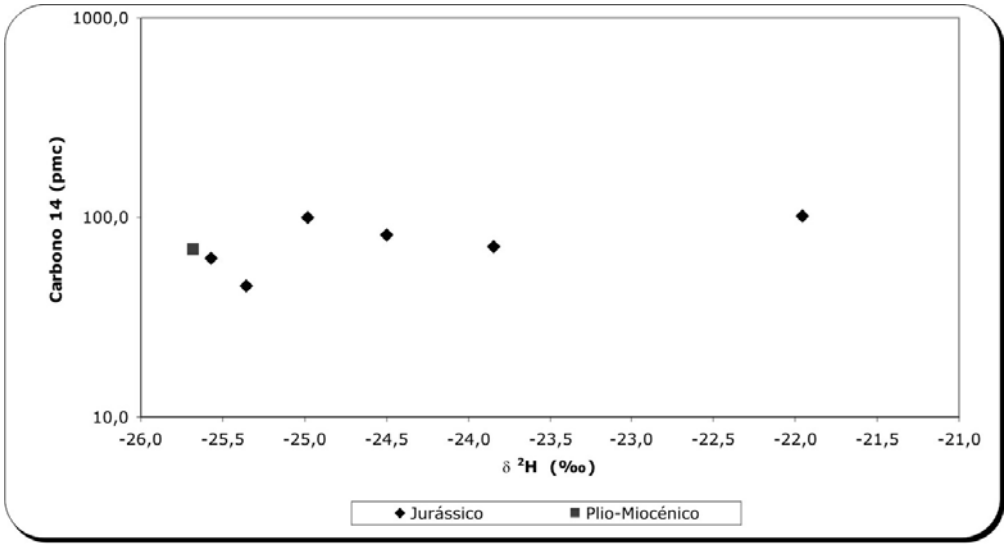


Fig. 10 - Projecção dos valores de ^{2}H em função dos teores em ^{14}C. Resultados obtidos nas análises das amostras de águas pertencentes ao Eocénico e Plio-Miocénico (adaptado de Galego Fernandes, 2004).

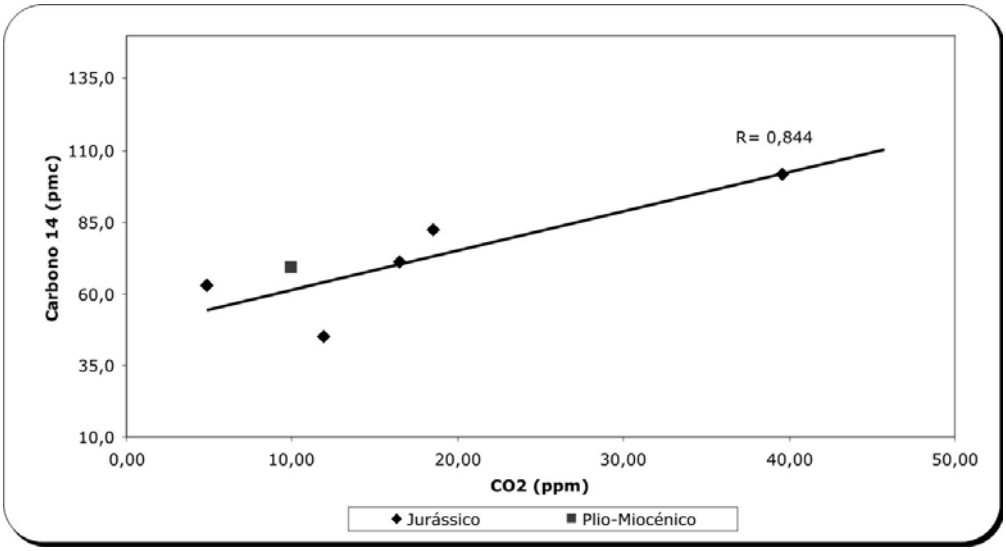


Fig. 11 – Projecção dos teores em ^{14}C (pmc) em função da concentração em CO_2 das águas subterrâneas analisadas (adaptado de Galego Fernandes, 2004).

verifica uma forte correlação entre as fácies hidrogeoquímicas das águas, o tempo de residência das mesmas e a litologia da matriz aquífera, demonstrando a importância fundamental da interacção água-rocha e do tempo de interacção na mineralização das águas analisadas, sendo este o principal fenómeno responsável pela hidrogeoquímica destas águas.

Através dos dados obtidos é possível ainda afirmar a ausência de fenómenos de intrusão salina. Mesmo em situações de aumento dos caudais explorados não se observa descida dos níveis piezométricos significativa conducente a situações de sobreexploração, nem mesmo modificação na composição química das águas e na composição isotópica média. O aquífero da bacia de Sines é composto por águas relativamente recentes, sujeitas a condições climáticas aquando a recarga do aquífero idênticas às actuais.

É ainda de grande importância notar que o trabalho realizado neste estudo permitiu a caracterização isotópica das águas subterrâneas de um dos sistemas aquíferos mais importantes em Portugal Continental, particularmente na região Sul do país.

AGRADECIMIENTOS

Este estudo foi desenvolvido no âmbito do projecto de investigação da FCT-POCTI/35258/CTA/2000. Paula Galego Fernandes gostaria de agradecer à FCT pela Bolsa de Doutoramento SFRH/BD/932/2000. Por fim, gostariamos ainda de agradecer ao Doutor José Manuel Marques (IST, Lisboa) e ao Prof. Doutor Rafael Fernández Rubio (ETSIM, Madrid) pelas as sugestões críticas ao manuscrito original.

Recibido:18/5/2005
Aceptado:14/7/2005

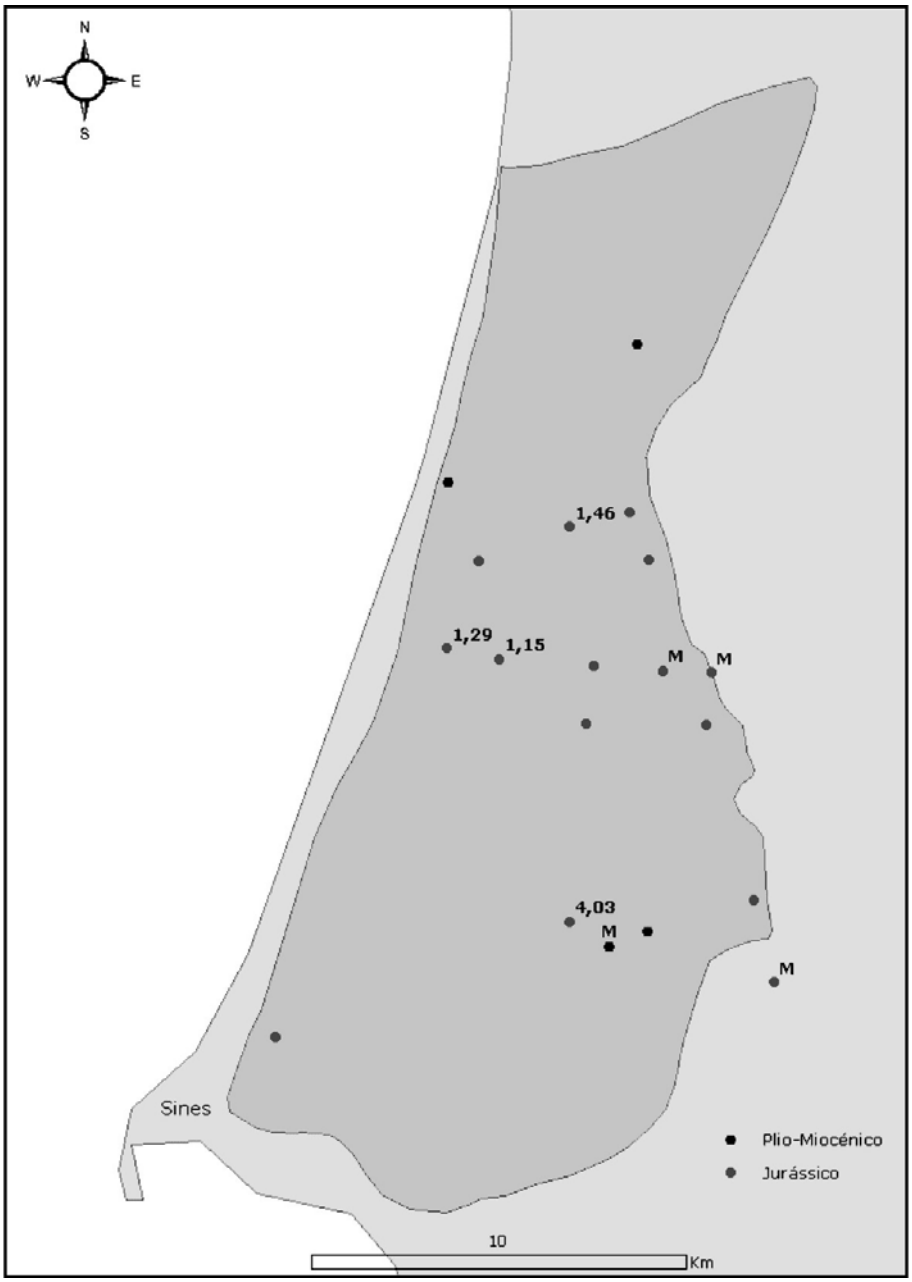


Fig. 12 – Distribuição espacial dos valores de *idade aparente (ka)* obtidos através dos teores em ^{14}C no sistema aquífero da Bacia de Sines. Resultados obtidos nas análises das amostras de águas pertencentes ao Eocénico e Plio-Miocénico (adaptado de GALEGO FERNANDES, 2004).

REFERÊNCIAS

CARREIRA, P.M.; BARBOSA, T.; VALÉRIO, P. & ARAÚJO, M.F. (2003). Teores em trítio nas águas de precipitação em Portugal Continental: variabilidade e factores condicionantes. *Actas IV Congresso Ibérico de Geoquímica*, XIII Semana de Geoquímica, Coimbra, pp. 353-335

CRAIG, H. (1961). Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133 (3465): 1702-1703.

FONTES, J.Ch. (1981). Palaeowaters. In: *Stable Isotopes Hydrology. Deuterium and Oxygen-18 in the Water Cycle*. International Atomic Energy Agency, *Technical Reports Series* Vienna, 210: 273-302.

FONTES, J. Ch & GARNIER, J. M. (1979). *Determination of the initial ^{14}C activity of the total dissolved carbon: A review of the existing models and a new approach*. Water Resources Research, 15, 2: 399-413.

GALEGO FERNANDES, P. (2004). *Estudo hidrogeológico dos sistemas aquíferos Sado-Sines: evolução hidrogeoquímica e isotópica*. FCUL, Universidade de Lisboa , 213 pp. Tese de Doutoramento.

GAT, J.R.; MOOK, W.G. & MEIJER, H.A.J. (2000). Atmospheric water. In*: Environmental Isotopes in the Hydrological Cycle. Principles and Applications* (W.G. Mook eds.) IHP-V Technical Documents in Hydrology. UNESCO – IAEA, 2, 39: 1-113.

GONFIANTINI, R. (1981). *The d-notation for expressing stable isotope ratio variations*. In Stable Isotope Hydrology. Deuterium and Oxygen-18 in the Water Cycle. International Atomic Energy Agency. *Technical Reports Series*, Vienna, 210: 35-84.

GONFIANTINI, R. (1994). *Folhas de apoio às aulas de Hidrologia Isotópica*. Université de Paris Sud. (inédito).

GONFINANTINI, R.; ARÁGUAS-ARÁGUAS. L.; ROZANSKI, K. (1990). Tritium in precipitation: comparison between the years of high tritium (1963-67) and recent years. *Bulletin of Radiation Protection*, 13, 1: 1-6.

I.A.E.A. (1976). *Procedure and technique critique for tritium enrichment by electrolysis at IAEA laboratory*. Technical Procedure, Vienna nº19: 30 p.

I.A.E.A. (1981). *Sampling of water for ^{14}C analysis*. International Atomic Energy Agency. Isotope Hydrology Laboratory. Vienna, 7 p.

INVERNO C., (1993). *Estratigrafia (substrato hercínico)*. In Notícia explicativa da folha 42-C Santiago do Cacém, Carta geológica 1/50 000, Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.

LUCAS, L.L. & UNTERWEGER, M.P. (2000). Comprehensive review and critical evaluation of the half-life of tritium. *J.Res. Natl. Inst. Technol.* 105: 541-549.

MANUPPELA, G. (1983). O Dogger de Santiago do Cacém. *Comunicações Serviços Geológicos Portugal*, Lisboa, 69, 1: 47-61.

MANUPPELLA, G. & MOREIRA, J.(1989). Calcários e dolomitos das área de Melides: Santiago do Cacém. *Estudos, Notas e Trabalhos*, D.G.G.M., 31: 79-94.

MAZOR, E. (1997). *Chemical and isotopic groundwater hydrology: the applied approach*, ed. Marcel Dekker Inc., U.S.A., 413 p.

PAYNE, B., (1983). Introduction. In Guidebook on nuclear techniques in hydrology. International Atomic Energy Agency. *Technical Reports Series*, Vienna, 91: 1-18.

ROZANSKI, K; GONFIANTINI, R.; ARÁGUAS- ARÁGUAS, L. (1991). Tritium in the global atmosphere: Distribution patterns and recent trends. *Journal of Physics G: Nuclear Particle Physics*, 17: 5523-5536.

SOARES, A.M.M. (1989). *O efeito de reservatório oceânico nas águas costeiras de Portugal Continental*. ICEN-LNETI, p. 41-49.

Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe
Coruña. 2005. Vol. 30, pp. 145-166

ISSN: 0213-4497

Hydrogeological study of A High Mountain Área (Serra da Estrela, Central Portugal): a multidisciplinary approach

Estudo hidrogeológico de uma área montanhosa (Serra da Estrela, Portugal central): uma abordagem multidisciplinar

ESPINHA MARQUES, J.[1]; MARQUES, J.M.[2]; CHAMINÉ, H.I.[3,9]; AFONSO, M. J.[3]; CARREIRA, P.M.[4]; FONSECA, P.E.[5]; CABRAL, J[5]; MONTEIRO SANTOS, F.A.[6]; VIEIRA, G.T.[7]; MORA, C.[7], GOMES, A.[8]; TEIXEIRA, J.[9]; SAMPER, J.[10]; PISANI, B.J.[10]; AGUIAR, C.[11]; GONÇALVES, J.A.[12]; ALMEIDA, P.G.[13]; CAVALEIRO, V.[13]; CARVALHO, J.M.[3]; SODRÉ BORGES, F.[1]; AIRES-BARROS, L.[2] & ROCHA, F.T.[9]

Abstract

The results of a preliminary hydrogeological study of the river Zêzere catchment upstream of Manteigas (Serra da Estrela Natural Park, Central Portugal) are presented. In this mountain region, different types of groundwater and surface water (used in several economic activities) occur. The methodology adopted in this study emphasizes the way how Geology, Geomorphology, Geophysics, Geochemistry, Soil Science and Hydrogeology contribute to the description of the hydrological phenomena taking place in the catchment, such as infiltration and aquifer recharge and groundwater flow and geochemistry — allowing to develop better hydrogeologic conceptual models. The hydrological modelling in course includes the use of the VISUAL BALAN code, which is being coupled to a GIS. The hydrogeochemical techniques are highlighted as well as its preliminary results concerning major and minor elements. The thermomineral water study includes the identification of the reservoir's geologic material, the characterization of water-rock interaction and geothermometry.

Key words: Mountain areas, geotectonics, geomorphology, hydrogeology, management of hydric resources, hydrogeochemical techniques, Portugal Centre.

(1) Dep. de Geologia (CGUP), Faculdade de Ciências da Universidade do Porto, Praça de Gomes Teixeira, 4099-002 Porto, Portugal (E-mail: jespinha@fc.up.pt).
(2) Dep. de Engenharia de Minas e Georrecursos, Instituto Superior Técnico (IST), Lisboa, Portugal.
(3) Dep. de Engenharia Geotécnica, Instituto Superior de Engenharia do Porto (ISEP), Portugal.

Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe
Coruña. 2005. Vol. 30, pp.145-166

(4) Dep. de Química, Instituto Tecnológico e Nuclear (ITN), Sacavém, Portugal.
(5) Dep. de Geologia, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa (LATTEX), Portugal.
(6) Dep. de Física, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa (CGUL), Lisboa, Portugal.
(7) Centro de Estudos Geográficos, Universidade de Lisboa, Portugal.
(8) Dep. de Geografia, Faculdade de Letras da Universidade do Porto (GEDES), Portugal.
(9) Centro de Minerais Industriais e Argilas, Dep. de Geociências, Universidade de Aveiro, Portugal.
(10) Escuela Tecnica Superior de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos, Universidad de La Coruña, España.
(11) Centro de Investigação da Montanha (CIMO), Escola Superior Agrária de Bragança, Instituto Politécnico de Bragança, Portugal.
(12) Dep. de Matemática Aplicada, Faculdade de Ciências da Universidade do Porto, Portugal.
(13) Dep. de Engenharia Civil, Universidade da Beira Interior (CECUBI), Covilhã, Portugal.

INTRODUCTION

This paper is strongly connected to one of the most crucial water-related research issues of this millennium: "High Mountain Areas Hydrology" (AURELI, 2002). Special emphasis will be dedicated on thermal (*e.g.*, Caldas de Manteigas thermal waters; CARVALHO, 1996) and non-thermal groundwaters issuing in Serra da Estrela High Mountain area (Central Portugal). Surface water systems will also be considered. The selected study area is located in the vicinity of a regional morphostructure — Bragança–Vilariça–Manteigas fault zone [BVMFZ] — on the sector that intersects the central massif of Serra da Estrela.

The study area corresponds to the river Zêzere drainage basin upstream of Manteigas village and presents specific geomorphologic, climatic and geotectonic characteristics which certainly contribute to control local thermal groundwaters recharge and circulation. Besides the presence of important thermal water resources (allowing the installation of the Caldas de Manteigas Spa), the research area is characterised by the existence of other strategic groundwater resources (*e.g.,* high quality drinking water for bottling and domestic use at Manteigas village) which seem to be also strongly dependent on geomorphology (recharge areas) and geotectonics (active faults responsible for groundwater circulation). Surface water resources have been taken into consideration because of the basin's contribution to the storage at the Castelo do Bode large dam, the main source for Lisbon's water supply.

A broad characterization of the hydrogeologic regime existing in the region is presented, in terms of its geotectonic, climatic and geomorphologic features. Relevant aspects of the geophysical behaviour of the BVMFZ, based on seismicity and magnetotelluric studies, are reviewed. The hydrologic importance of soils and land cover is also examined.

Preliminary hydrogeochemical results on the local surface waters and shallow and deep groundwaters will be presented and discussed. One of the earliest tasks consisted of the hydrogeologic inventorying of surface and groundwater ocurrences. These waters were monitored for one hydrologic year. During this period, two fieldwork campaigns were carried out. The hydrochemical results (major and minor elements) were used to derive information on groundwater's geochemical history, with a special emphasis on surface water/groundwater interactions. Maximum subsurface temperatures experienced by Caldas de Manteigas thermal waters will be recorded by two types of chemical geothermometers. Such information will be extremely helpful in geothermal resource evaluation, since it also reflects the depth of groundwater circulation, based on an understanding of regional tectonics and geothermal gradients.

In order to address what is happening on the interrelation between local surface waters (recharge waters) and groundwaters, an integrated multidisciplinary approach is being launched, under the scope of the HIMOCATCH R&D Project *"Role of High Mountain Areas in Catchment Water Resources, Northern/Central Portugal: Serra da Estrela and Serra do Marão case studies"*.

GEOMORPHOLOGICAL AND CLIMATOLOGICAL BACKGROUND

The Serra da Estrela (Fig. 1) is part of the *Cordilheira Central*, an ENE-WSW mountain range that crosses the Iberian Peninsula, and is the highest mountain in the Portuguese mainland. Associated to a maximum altitude of 1993m a.m.s.l., this mountain shows particular climatic and geomorphological characteristics that play an important role and impact on the local water cycle, and, particularly, on the hydrogeological sub-cycle.

The Zêzere river catchment upstream of the village of Manteigas and its surroundings corresponds to an area of *ca.* 28 km^2 with an altitude ranging from 875m a.m.s.l., at the streamflow gauge measurement weir of Manteigas, to 1993m a.m.s.l., at the Torre summit. The relief of this sector of Serra da Estrela is dominated by two major plateaus, separated by the NNE-SSW valley of the Zêzere river (VIEIRA, 2004; VIEIRA *et al.* 2005): the Torre-Penhas Douradas plateau (1450-1993m a.m.s.l.), located in the western side, and the Alto da Pedrice–Curral do Vento plateau (1450-1760m a.m.s.l.). These plateaus are composite, show flat surfaces at distinct altitudes and present a few wide valleys. Late Pleistocene glacial landforms and deposits are a distinctive feature of the Zêzere catchment, since the majority of the plateau area was glaciated during the Last Glacial Maximum (*e.g.*, DAVEAU *et al.* 1997, VIEIRA, 2004).

The Serra da Estrela climate (DAVEAU *et al.*, 1997; VIEIRA & MORA, 1998; VIEIRA, 2004) is Mediterranean with dry and warm summers; the wet season extends from October to May, with a mean annual precipitation of *ca.* 2500mm in the Torre summit, while the plateaus show more than 2000mm. The main precipitation control factors seem to be the slope orientation and the altitude. In fact, the western side of the mountain presents a larger number of days with rainfall, but a slightly lower total amount than the eastern part, which in turn shows a smaller number of days with rain. A general raise in the precipitation with the altitude is noticeable. However, on a local scale, the distribution of the precipitation is hard to interpret due to its relation to the behaviour of the air mass fluxes and to complex air divergence and convergence mechanisms controlled by the mountain morphology.

Monthly temperature averages (VIEIRA & MORA, 1998) from Penhas Douradas, Lagoa Comprida and Penhas da Saúde meteorological stations reveal that Serra da Estrela is characterized by a simple thermal regime. The warmest month is July and the coldest is January. Mean annual air temperatures are below 7ºC in most of the plateaus area and, in the Torre vicinity, they may be as low as 4ºC.

The available data concerning snow precipitation are scarce and of poor quality. Nevertheless, the hydrologic importance of snow provides good reasons for intensifying the research concerning the snowfall and snow cover patterns. So far, the spatial and temporal irregularity of snow related phenomena has been referred in earlier studies (*e.g.,* ANDRADE *et al.*, 1992; MORA & VIEIRA, 2004). Since the snowfall above 1700m a.m.s.l. may represent a significant fraction of the annual precipitation, the aquifer recharge from snowmelt will be estimated through the use of isotopic methods and geomathematical modelling.

GEOTECTONICAL, GEOPHYSICAL AND HYDROGEOLOGICAL SETTING

The Serra da Estrela mountain is located in the Central-Iberian Zone of the Iberian Massif (RIBEIRO *et al.*, 1990). The geological conditions represent an essential part of the hydrologic setting since they impose some of the main features of the hydrogeologic systems (Fig. 2), such as the infiltration and aquifer recharge processes, the type of flow medium (porous *vs.* fractured), the type of groundwater flowpaths, or the hydrogeochemistry.

The main lithotypes occurring in the region are (fig. 3): i) Variscan granitic rocks; ii) Precambrian-Cambrian metasedimentary rocks; iii) alluvium and Quaternary glacial deposits. The most important regional tectonic structure is the NNE-SSW Bragança-Vilariça-Manteigas fault zone, which controls the thermomineral occurrences.

The Bragança-Vilariça-Manteigas left-lateral strike-slip fault zone (BVMFZ) is one of the major structures of the late-Variscan fault system network in NW Iberia (Fig. 1). Its reactivation during Cenozoic times by the alpine compressive tectonics, together with the reactivation of major ENE-WSW trending reverse faults (such as the Seia-Lousã fault), originated the uplift of the Serra da Estrela Mountain as a horst in a pop-up structure (RIBEIRO *et al.*, 1990). A left-lateral movement with upthrusting of the eastern block towards WNW can be put in evidence, representing the predominant tectonic style of the reactivated BVMFZ in Plio-Quaternary times; fault slip-rates ranging from 0.2 to 0.5 mm/year (see CABRAL, 1989, 1995) for the Upper Pliocene to Quaternary tectonic activity.

Instrumental seismicity associated to the BVMFZ demonstrates its present day activity (*e.g.,* RIBEIRO, 1984; MOREIRA, 1985; VELUDO, 2004). It is presented here the location (Fig. 4) of the epicentres of several seismic events that occurred in the BVMFZ or in associated structures, between 1964 and 2004. The epicentres distribution indicates that whole segments of the BVMFZ are active. The magnitude of the seismic events ranging from 1 to 6, demonstrate the variable seismic activity in the area.

The BVMFZ has been the subject of geophysical studies in the last decades, which allowed a better characterisation of different tectonic structures connected to the BVMFZ. During 1996 and 1998, thirty magnetotelluric (MT) soundings were carried out in the northern tip of the Vilariça basin (MONTEIRO SANTOS *et al.,* 2000, 2002). The interpretation of these data produced an image of the internal electrical resistivity distribution of the basin (fig. 5). The main characteristics of the MT models and the interpretation of its features are as follows (MONTEIRO SANTOS *et al.*, 2000): i) the upper-

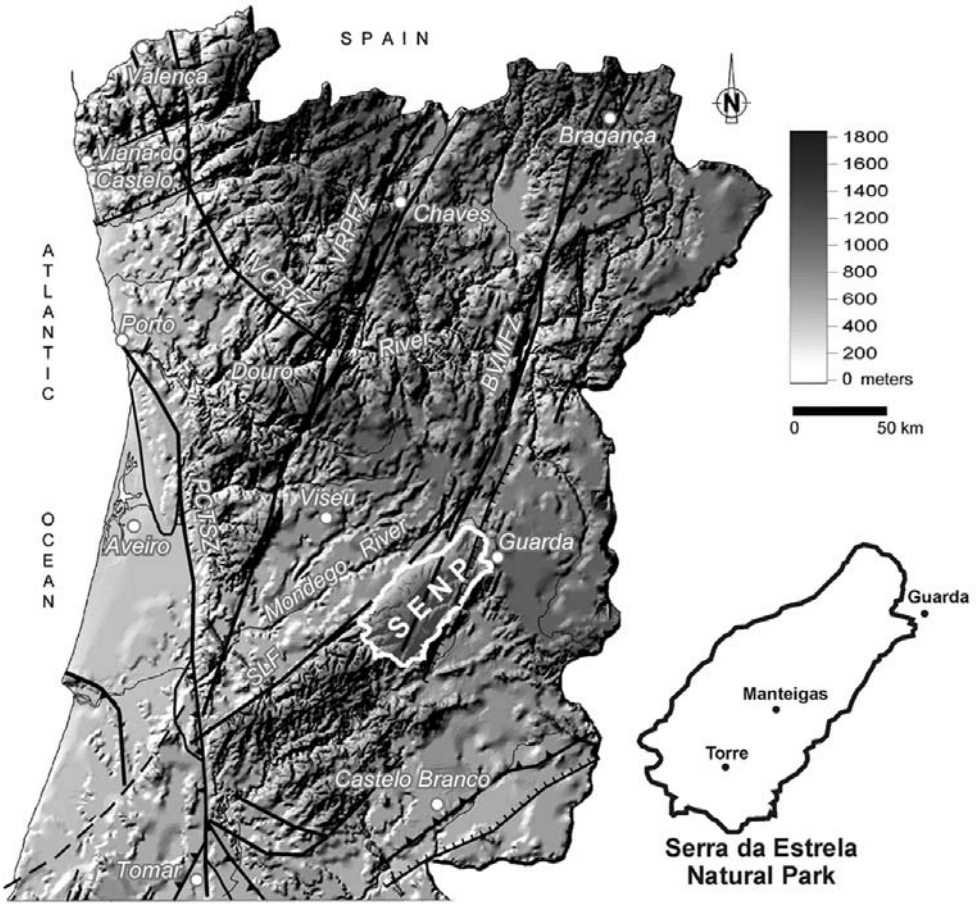


Fig 1. Morphotectonic features from Central Portugal, Serra da Estrela mountain region. Major faults: PCTSZ – Porto-Coimbra-Tomar strike-slip shear zone; VCRFZ – Vigo-Vila Nova de Cerveira-Régua fault zone; VRPFZ – Verin-Régua-Penacova fault zone; BVMFZ – Bragança-Vilariça-Manteigas fault zone; SLFZ – Seia-Lousã fault zone.

most lithologies of the Parautochthonous show an average resistivity of 100-200 ohm m; ii) the transition zone between Lower Allochthonous-Parautochthonous and the Parautochthonous is represented by a 350m thickness layer with a resistivity of 200-500 ohm m; iii) the Autochthonous metasediments (dominated by quartzites, pelites and graywackes), display distinct resistivity values, ranging from 500 to 4000 ohm m, defining different layers; iv) the sedimentary filling of the tectonic basin is a good conductor, presenting average resistivities of 20-100 ohm m. The low resistivity of this zone is mainly due to the water content of the sedimentary units. The models suggest that this conductor is deeper within the northeastern part of the basin, whose floor tilts towards the north and southwards; v) at depths of 2km, in the western part of the studied area, the resistivity increases up to values greater than 4000 ohm m. We interpret the deepermost part of this layer as the Iberian gneiss basement; vi) the resistivity gradients revealed in the upper crust were associated with the main fault that controls the formation and evolution of the tectonic basin in Quaternary times.

The studies in course (*e.g.,* ESPINHA MARQUES, *in prep.*; ALMEIDA, *in prep.*; AFONSO et

al., 2005) are taking into consideration the hydrogeologic importance of the fracture network, with particular emphasis on understanding the fault system geometry, the processes of opening and sealing of fractures, the stress fields and the seismic pumping occurrence. For this purpose, scale studies from outcrop to satellite imagery will be accomplished. In particular, remote sensing and tectonic analysis will be used to characterise the main tectonic lineaments. Data obtained from computational analysis of digital terrain models and from geological/geomorphological structures are complemented by field data acquired using traditional mapping methods. Results will be integrated in a Geographic Information System (GIS).

In order to understand groundwater's recharge and circulation related phenomena (particularly thermomineral waters), infiltration and recharge areas are being identified and delimited by means of hydrogeochemical, isotopic (MARQUES *et al.*, 2005) and hydrogeomorphologic criteria. In addition, groundwater circulation paths must be characterised and groundwater contribution to streamflow estimated. Thus, lithology, water chemistry, morphostructure, climate, soil type and land cover should altogether be considered.

An important issue connected to the infiltration and aquifer recharge processes consists in the identification of areas of prevailing fractured or porous circulation mediums. In particular, the porous mediums are dominant in the alluvium and Quaternary glacial deposits as well as in the most weathered granites and metasedimentary rocks. Porous mediums usually occur at shallower depths (typically less than 50m). On the other hand, fractured mediums occur in poorly weathered granitic or metasedimentary areas. Such mediums may be present very close to the surface (especially on granitic outcrop dominated areas, with thin or absent sedimentary cover) or below the referred porous geologic materials.

INFILTRATION, SOILS AND LAND COVER

Soils are especially relevant in hydrologic studies, as they contribute to control both the volume and the water chemistry in hydrologic systems. The amount of water that moves from the topographic surface into the soil or the rock masses — in other words, that infiltrates — as consequence of a precipitation event, directly influences the aquifer recharge as well as the short-term stream response. The major factors usually pointed out as affecting infiltration — and runoff — are the amount and characteristics of precipitation (or irrigation), the soil physical and chemical features (*e.g.,* saturated hydraulic conductivity at the surface, clay mineralogy, presence of water-repellent substances), previous soil water saturation, surface slope and roughness, land cover and amount of evapotranspiration (*e.g.,* DINGMAN, 1994).

The soil features in this sector of Serra da Estrela result from the way how the formation factors act. The soil system is described (JENNY, 1994), by the following factors: parent material, climate, topography, organisms and time. Human action is often referred as an additional item to be considered (*e.g.,* GAUCHER 1981). The soil study included several fieldwork campaigns carried out through 2004. During these campaigns, soil samples were collected (Fig. 6) in order to obtain a physical, chemical, geochemical and mineralogical characterisation.

The main soil physical properties considered in the study are texture, structure, bulk density, particle density, porosity, colour, water retention and hydraulic conductivity. Other properties considered are pH, organic matter content, cation exchange capacity and exchangeable cations. Soil mineralogy focuses on clay mineralogy; soil geochemical analysis considered 36 chemical elements. The soil hydraulic conductivity was studied using the Guelph permeameter field method. During 2004, around 50 tests were conducted in most of the soil sampling sites.

The soil clay mineralogy and geochemistry is closely related to a detrital origin (absolute predominance of quartz, mica/illite and feldspars; more significant values of Al, Fe and K). Nevertheless, some distinctive features are evident, such as: samples related to granites show higher amounts of phyllosilicates (but show a decrease in illite whereas kaolinite increases); samples showing more significant values of Al, Fe and K are those related to granites and to glacial deposits located on slope and/or base of slope sites, whereas Ca shows higher values in samples related to glacial deposits located on slope, base of slope and plateau sites (ROCHA *et al.*, 2005).

Fig 2. Some aspects of the study area and the research work: a) Zêzere valley; b) Nave de Santo António, Cântaro Magro and Cântaro Gordo area; c) hydrochemical field analysis; d) snow cover at Nave de Santo António; e) soil profile in a granitic area; f) glacial deposit at Manteigas.

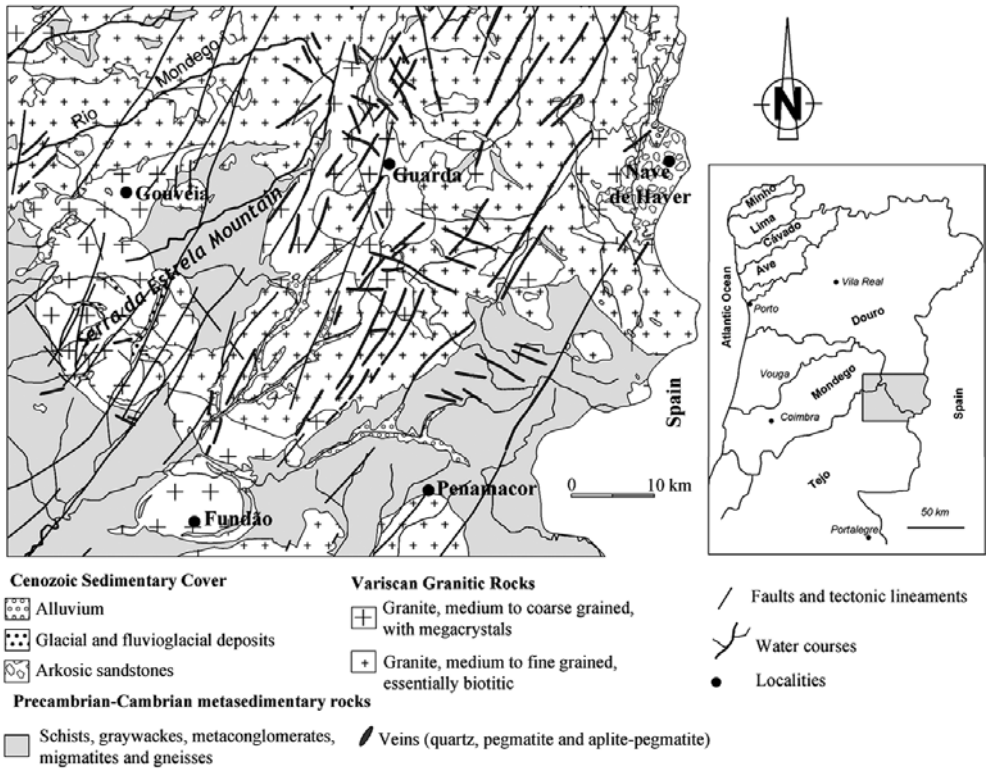


Fig 3. Geological map of the Serra da Estrela region, Central Portugal (simplified after OLIVEIRA et al., 1992)

Land cover has an important impact on a number of hydrological processes. The amount of infiltration varies considerably depending on whether vegetation is or is not present and on vegetation type. In the study region, several categories of land cover such as grassland, heathland, or forests are more favourable for infiltration than granitic or metasedimentary outcrop areas or exposed soils, mostly because of a runoff slowing effect.

It is included (Table 1) a preliminary description of some hydrologically relevant soil system characteristics at each sampling site. Soil classification according to the FAO-UNESCO criteria is being produced but is not yet available.

HYDROLOGICAL MODELLING

Hydrological models are being used to evaluate water resources in the basin. These models, which solve the water balance equations in the upper soil, the unsaturated zone and the aquifer, will provide estimates of aquifer recharge in the catchment. For this purpose, the computer code VISUAL BALAN V2.0, developed at the University of A Coruña (ETSI), will be used (SAMPER *et al.* 1999, 2000, 2005).

VISUAL BALAN V2.0 is a lumped hydrologic code which solves the water balance equation in the soil, the unsaturated zone and the aquifer. The code requires only a few parameters and incorporates user-friendly interfaces for data input and post-processing of results. It evaluates hydrologic components in a sequential manner. In addition to the water balance equation in the upper soil, the code also solves the water balance equations in the unsaturated zone and in the underlying aquifer. This allows the computation of daily groundwater levels as well as basin water discharge rates. Computed heads and streamflows can be compared to measured values for the purpose of model testing and

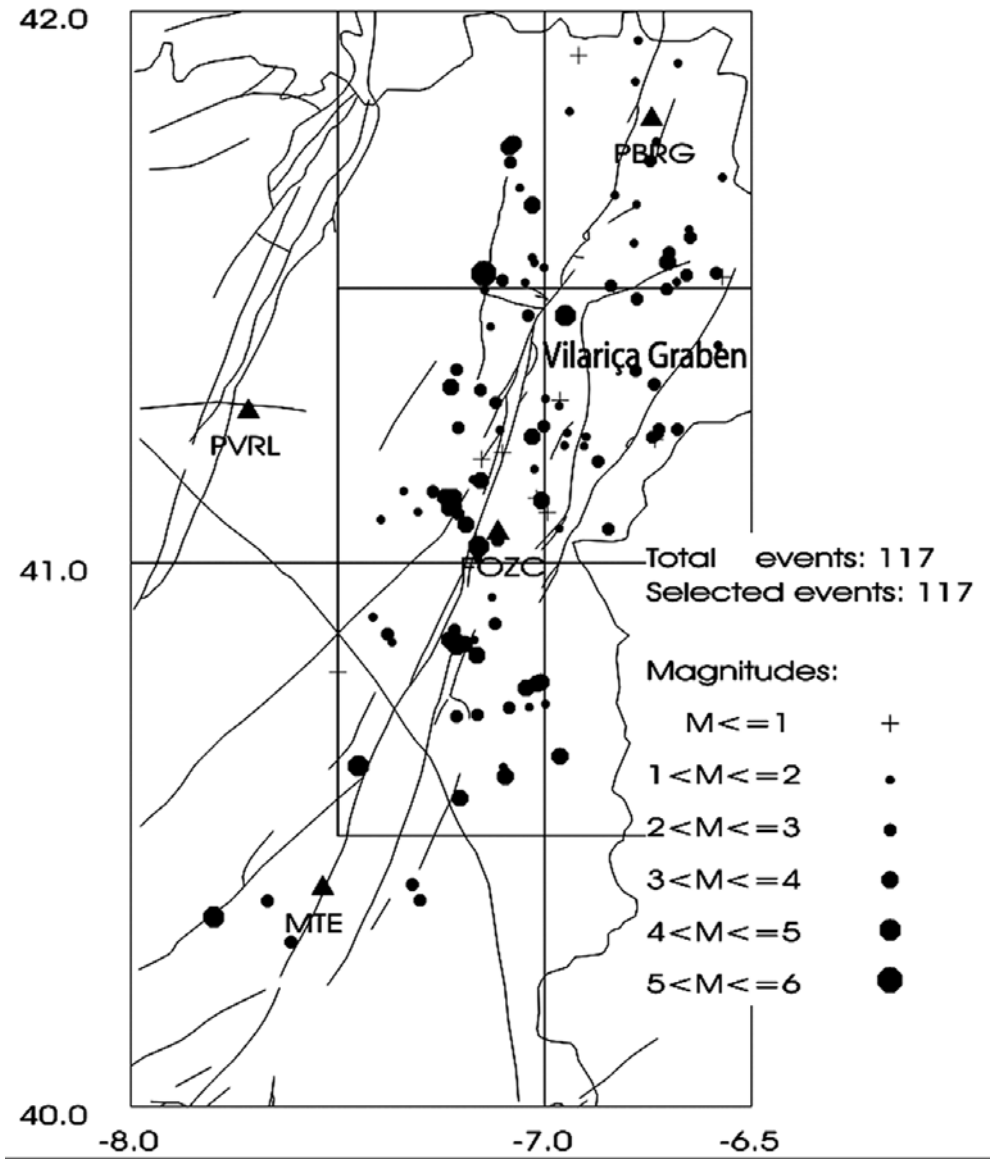


Fig 4. Seismicity connected to the Manteigas-Vilariça-Braçança fault system and surrounding structures, recorded between 1964 and 2004 (VELUDO, 2004). Triangles – seismic stations (FOZC – Vila Nova de Foz Côa; MTE – Manteigas; PBRG – Bragança; PVRL; Vila Real); circles – earthquake epicentres.

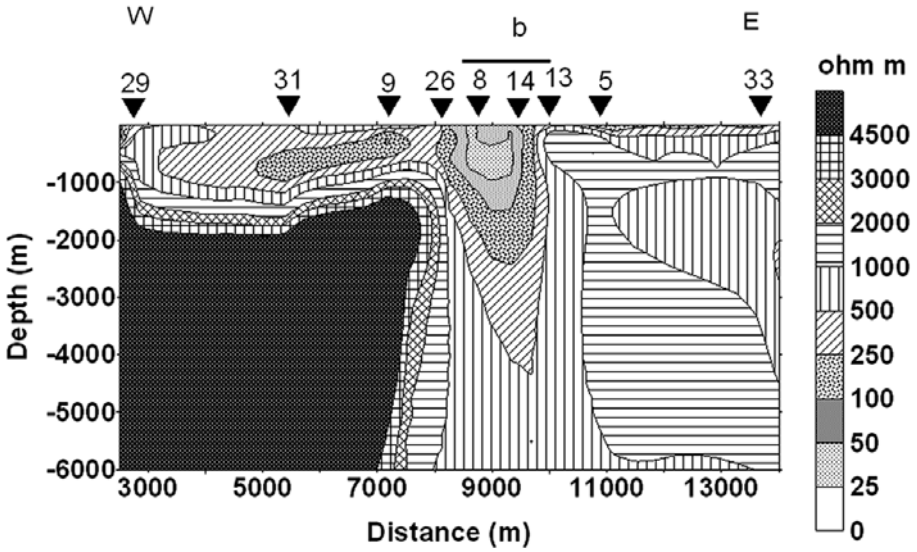


Fig 5. 2-D resistivity model obtained from joint TE-TM mode data (apparent resistivities and phases) collected across the Variça graben. The line marked with a b shows the approximate location of the basin (MONTEIRO SANTOS et al., 2000).

Type	Reference	chalcedony (1)	quartz (2)	Na/K (3)	K^2/Mg (4)
Spring (a)	**Fonte Santa**	57	88	59	52
Borehole (a)	**AC2**	68	98	71	n.d.
Borehole (a)	**AC3**	72	102	67	n.d.
Borehole (b)	**AC2**	73	103	78	n.d.
Borehole (b)	**AC3**	73	103	58	n.d.

(a) 1st fieldwork campaign; (b) 2nd fieldwork campaign. n.d. stands for not estimated (no Mg in water)
(1) Fournier & Truesdell (1974) *in* Fournier (1977)
(2) Truesdell (1975) - cooling by conduction
(3) White & Ellis (1970) *in* Truesdell (1975)
(4) Giggenbach (1988)

Table 1 — Main soil system characteristics of the studied area.

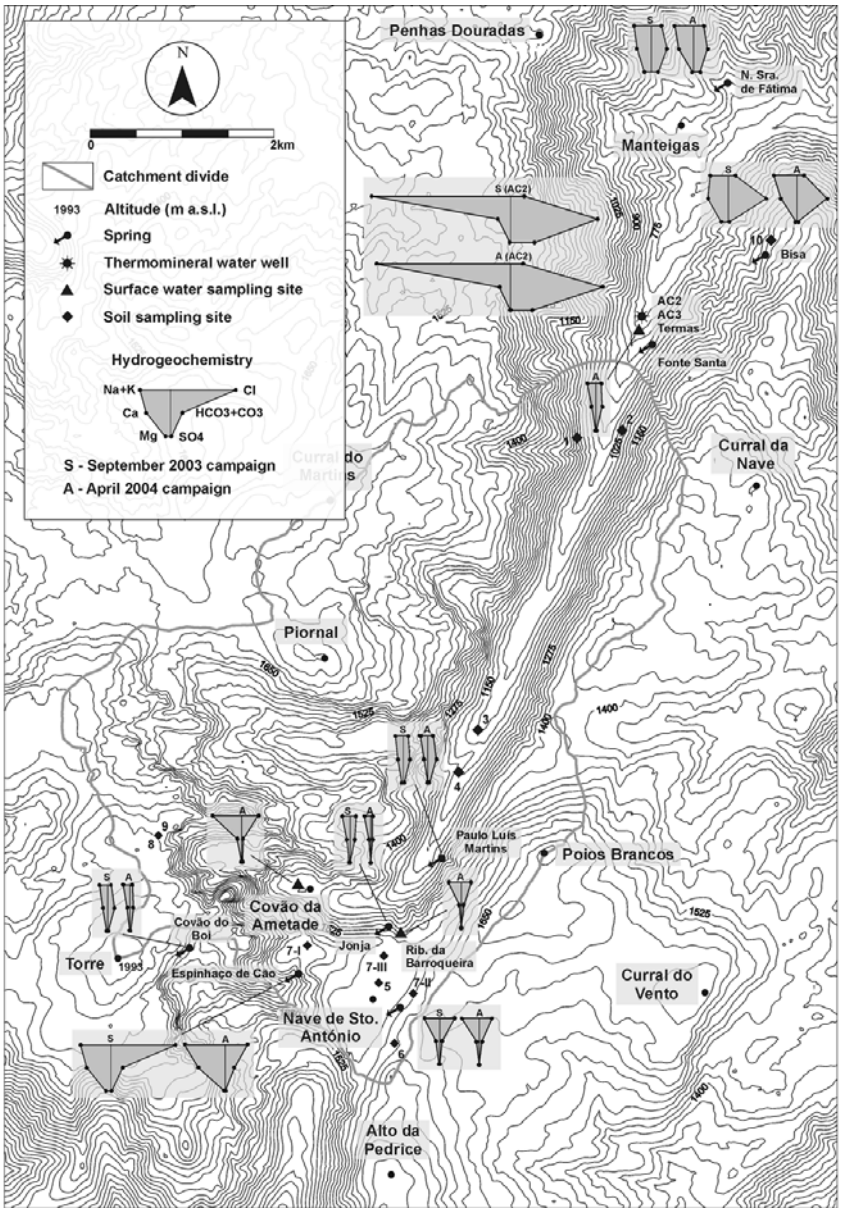


Fig 6. Water and soil sampling points; major ion hydrogeochemical results.

calibration. VISUAL BALAN V2.0 accounts for irrigation sources and return flows. It also considers snow precipitation, melting and runoff. Two advanced options have been incorporated recently: i) Automatic parameter estimation using groundwater level and streamflow data and ii) Sensitivity analyses of hydrologic components to model parameters.

Since VISUAL BALAN V2.0 is a lumped hydrologic model, it is more suited for homogeneous and small basins. Therefore, as the studied basin is complex and exhibits a large spatial variability affecting most of its features, the basin is subdivided into several hydrologically homogeneous sub-basins where independent water balances can be performed. Results of each sub-basin are subsequently lumped to obtain the results for the whole basin.

The hydrological model is based on temperature and precipitation data from Penhas Douradas meteorological station (1383m a.m.s.l.). The possibility of using auxiliary data from other stations such as that at Manteigas (815m a.m.s.l.) is open to consideration. A preliminary definition of sub-basins, closely related to the definition of hydrogeomorphological units, is illustrated (Fig. 7). Several criteria are being considered in order to accurately represent the complexity of the hydrological system: geology, geomorphology, hydrogeology, climate, soil type and land cover. During this delimitation process, special attention has been paid to the available geological and geomorphological maps (*e.g.*, FERREIRA & VIEIRA 1999; VIEIRA, 2004). Due to the strong temperature and precipitation vertical gradients, climate data has to be analyzed carefully. Preliminary model testing and calibration has been performed by comparing computed streamflows to measured values from Manteigas streamflow gauge station.

GEOGRAPHICAL INFORMATION SYSTEM APPLICATION

Geographical Information System technology is particularly appropriate for handling hydrogeological data (SINGHAL & GUPTA, 1999). The development of a GIS applied to this sector of Serra da Estrela Natural Park will certainly help to develop and improve conceptual models comprising the main components of hydrogeologic systems, namely: i) recharge areas, ii) groundwater circulation zones and iii) discharge areas. Such an approach is particularly suitable for handling a great variety of data that must be spatially integrated in a coherent manner (Fig. 8) which, as referred earlier, is the case of the study area.

The methodological framework followed in this research offers important benefits for regional water resources management, especially in what concerns to groundwater exploration, to the definition of well-head protection areas and to the assessment of aquifer pollution vulnerability.

VISUAL BALAN V2.0 has recently been coupled to a GIS (SAMPER *et al.*, 2005). This procedure was carried out by extending the capabilities of the original code. For that purpose, a pre-processor has been developed as an input interface to VISUAL BALAN V2.0. Beginning from a digital elevation model and using the geomorphologic data in the GIS the pre-processor interprets model input data: sub-basin delineation, drainage network, morphologic parameters (average slope, characteristics, soil type and land cover/land use). Additional improvements are expected to be able to perform modelling of complex basins considering the spatial variation of model parameters (distributed parameter model) and surface runoff propagation. GIS will provide average parameter values for each sub-basin delineated by the pre-processor in the first step. Available meteorological data from different stations will be processed in the GIS to create maps that describe the spatial variability of weather variables. This information will be then processed to obtain series of average values for each sub-basin, in the same way as morphologic parameters. Connectivity between sub-basins will be established and so flow accumulation will be calculated for each sub-basin. A further step is planned in the future to be able to apply the balance equations to smaller areas, taking full advantage of the capabilities of the GIS.

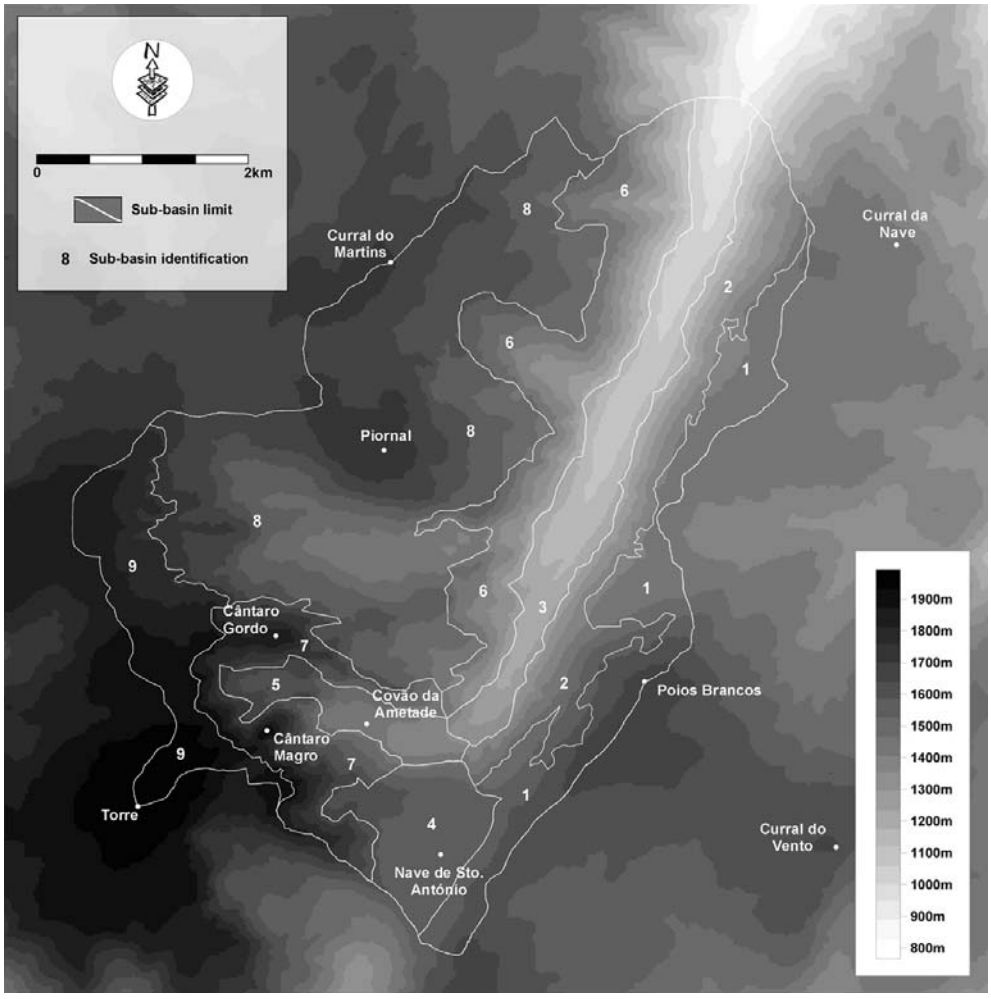


Fig 7. Sub-basin limits: 1 – Eastern plateau; 2 – Zêzere valley eastern slopes; 3 – Lower Zêzere valley floor; 4 – Nave de Santo António col; 5 – Upper Zêzere valley floor; 6 –Zêzere valley western slopes; 7 – Cântaros slopes; 8 – Lower western plateau; 9 – Upper western plateau.

HYDROGEOCHEMICAL APPROACH

Surface manifestations of thermomineral waters circulation are a subject of great scientific and economic interest. Thermomineral waters and shallow cold groundwaters spurting out in the same area should be observed and studied in detail, as they provide a significant amount of information at relatively low costs. This information may be used in the appraisal of the thermomineral water resources of a potential area for development.

In the present chapter, some of the geochemical techniques employed in thermomineral water investigations in the Caldas de Manteigas area, in order to update local and/or regional conceptual circulation models, are outlined. Preliminary results on the major and minor element composition of local surface waters and of shallow and deep groundwaters will be presented and discussed.

The hydrogeochemical study in course illus-

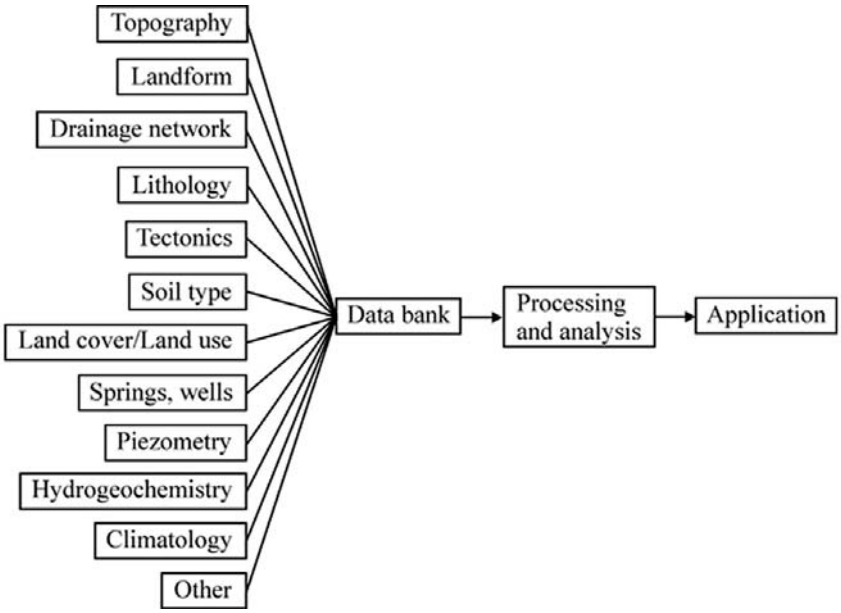


Fig 8. Data integration in a GIS (modified after SINGHAL & GUPTA, 1999).

trates the considerable number of ground and surface water types coexisting in a relatively restricted area, thus reflecting the hydrologic complexity of the basin.

In order to embrace the various hydrologic subsystems occurring in the region, three main water categories were considered: i) shallow cold groundwaters; ii) deep thermomineral groundwaters and iii) surface waters from the river Zêzere and its tributaries.

A hydrogeologic inventory and the definition of a network of surface and ground water monitoring points (springs, boreholes and streams) was carried out (Fig. 6). Subsequent fieldwork campaigns were conducted in September 2003 and April 2004 in order to collect water samples for chemical and isotopic (oxygen-18, deuterium and tritium) analysis. The resulting hydrogeochemical information (major and minor element composition) is being applied to estimate geochemical evolution of groundwater, including its origin and interaction between water and the aquifer rock minerals.

Temperature (ºC), pH and electrical conductivity (ìS/cm) of the waters were determined in the field. Total alkalinity was measured a few hours after collection. The following methods were applied for chemical analyses performed at the Laboratório de Mineralogia e Petrologia of Instituto Superior Técnico (LAMPIST, Lisbon): atomic absorption spectrometry for Ca and Mg; emission spectrometry for Na, K, Li, Rb and Cs; colorimetric methods for SiO_2, Fe_{total}, F and Al; ion chromatography for SO_4, NO_3 and Cl; potentiometry for alkalinity, here referred to as HCO_3. Representative data of the waters sampled during the 1st (September 2003) and 2nd (April 2004) fieldwork campaigns are presented (tables 2 and 3).

At Caldas de Manteigas area, the thermomineral waters (with output temperatures around 45ºC) are characterised by the following main features:

i) relatively high pH values ($\simeq$ 9).

ii) TDS values usually in the range of 160 to 170 mg/L.

iii) HCO_3 is the dominant anion.

iv) Na is the dominant cation.

v) the presence of reduced species of sulphur ($HS^- \simeq 1.7$ mg/L).

vi) high silica values (usually around 50 mg/L)

representing a considerable percentage of total mineralization.
vii) high fluoride concentrations (up to 7 mg/L).

As indicated by the chemical composition of the Caldas de Manteigas thermomineral waters, the reservoir rock should be mainly granite, being the thermomineral waters mineralization strongly dominated by the hydrolysis of plagioclases. The strong HCO_3-Na signatures of Caldas de Manteigas thermomineral waters can be clearly seen in the Stiff diagram (Fig. 6).

Concerning the non-thermal waters sampled in the studied region (surface waters and shallow groundwaters), two groups can be defined through the geochemical signatures derived from the Stiff and Piper diagrams (Figs 6 and 9), namely:

- Group I) This first group encloses the so-called "normal" surface (Zêzere river – sampling point close to the Caldas de Manteigas spas) and shallow groundwaters (Covão do Boi, Jonja, Paulo Luís Martins, Bisa and N. Sr^a. de Fátima spring waters). All of these waters belong mainly to the HCO_3-Na *facies* (a relatively higher Ca concentration was found only in Bisa spring during the field work campaign of September 2003), displaying different total dissolved solids (TDS) values. The lower mineralization found in Zêzere river and Covão do Boi, Jonja and Paulo Luís Martins spring waters reflects low water-rock interaction associated with short surface/underground circulation paths. These spring waters could be considered as good signatures of local recharge. The relatively higher mineralization detected in Bisa and N. Sr^a. de Fátima spring waters could be ascribed to long shallow underground flow path, allowing higher water-rock interaction. It should be stated that Bisa spring is located in a forestated area where soils are enriched in organic matter. This important source of additional CO_2 could be responsible for a higher water-rock interaction, expressed in the following equation:

$$2NaAlSi_3O_8 + 9H_2O + 2H^+ + 2HCO_3^- = Si_2O_5Al_2(OH)_4 + 2Na^+ + 2HCO_3^- + 4H_4SiO_4$$

The role of CO_2 is strongly related with the pH of the solution since $2H^+ + 2HCO_3^-$ is, in fact, $2H_2CO_3$, or $2CO_2 + H_2O$.

- Group II) This second group of waters encloses surface (Zêzere river – sampling points close to Covão da Ametade and Jonja stream) and shallow groundwaters (Nave de St^o António and Espinhaço de Cão spring waters). This group of waters is also characterized by relatively low mineralization, but presents clear Na-Cl geochemical signatures. The Na-Cl *facies* found within some of the waters of this group could be ascribed to the local use of NaCl to promote snowmelt in the roads during the Winter season. These geochemical signatures can be clearly seen in the Piper diagram (see Fig. 9). In the case of Espinhaço de Cão spring the rather different Stiff diagrams indicates that water chemistry could be strongly controlled by other sources of anthropogenic contamination rather than the local use of NaCl for snow melting, since there are important differences in the Na/Cl ratios from the 1st to the 2nd field work campaign. The different geochemical signatures found in Espinhaço de Cão spring can be clearly detected in the field through the higher electric conductivity values (see Tables 2 and 3).

Chemical geothermometry is one of the most important geohydrologic tools in the exploration of thermomineral water resources. The main objective of geothermometric interpretation is to use the chemistry of hot springs in order to estimate chemical and physical properties of the reservoir fluid. This methodology depends upon the temperature dependence of the concentrations of certain species, the chemical equilibrium between minerals and water and various chemical reactions. During the last two decades many chemical geothermometers have been proposed, both qualitative and quantitative. Those used in this paper include the chalcedony and quartz geothermometers (FOURNIER & TRUESDELL, 1974 *in*: FOURNIER, 1977; TRUESDELL, 1975 – cooling by conduction), the feldspar (Na/K) geothermometer (WHITE & ELLIS, 1970 *in*: TRUESDELL, 1975) and the K^2/Mg geothermometer (GIGGENBACH, 1988). The results obtained are presented (see Table 4).

Bearing in mind that the reservoir fluid may

Reference	T ºC	pH	Cond	Na	K	Ca	Mg	Li	Al	Fe_{total}	HCO_3	SO_4	NO_3	Cl	F	Rb	Cs	SiO_2	D.R.
Paulo L. Martins *	8.4	6.0	39	2.4	0.24	1.5	0.28	n.d.	n.d.	0.05	6.0	0.8	0.40	2.5	n.d.	n.d.	n.d.	11.5	19.2
Fonte Santa **	20.1	9.7	223	40.0	0.76	4.9	0.22	0.13	n.d.	0.05	74.4	12.3	n.d.	5.5	5.80	0.02	n.d.	36.6	135.4
C. Manteigas AC2 **	42.6	9.7	272	45.0	1.06	3.4	n.d.	0.15	n.d.	0.06	76.9	17.1	n.d.	7.4	6.40	0.02	n.d.	46.1	166.0
C. Manteigas AC3 **	42.2	9.7	265	44.0	0.96	3.3	n.d.	0.15	n.d.	0.05	78.0	15.8	0.1	7.2	6.04	0.02	n.d.	50.4	165.2
Bisa *	11.5	6.3	45	5.2	1.02	5.7	1.20	n.d.	n.d.	0.08	33.2	0.9	0.2	3.9	n.d.	n.d.	n.d.	22.6	53.4
N. Srª. de Fátima *	14.8	6.3	58	5.2	0.64	4.1	1.15	n.d.	n.d.	0.05	13.9	4.9	4.2	5.3	n.d.	n.d.	n.d.	15.3	54.0
Jonja *	10.7	5.7	15	2.4	0.08	0.9	0.08	n.d.	n.d.	0.03	4.4	0.3	0.3	3.2	0.17	0.01	n.d.	11.6	16.0
Nave Sto. António *	9.5	5.5	26	4.9	0.14	1.1	0.08	n.d.	n.d.	0.04	2.3	0.3	1.0	7.8	0.18	0.01	n.d.	8.4	26.0
Espinhaço Cão *	12.4	7.1	102	9.8	0.32	7.0	0.84	0.01	0.03	0.04	10.7	0.6	1.5	33.3	0.06	0.01	n.d.	21.2	82.2
Covão do Boi *	12.3	6.9	10	2.5	0.12	1.2	0.10	n.d.	n.d.	0.07	6.4	0.8	0.6	2.0	0.14	0.01	n.d.	12.8	36.6

Concentrations in mg/L; Conductivity (Cond.) in µS/cm; n.d. = not detected (below detection limit). D.R. stands for dry residuum. (*) cold spring waters; (**) thermomineral waters.

Table 2 – Representative physico-chemical data of the waters from the studied region. 1st fieldwork campaign (September 2003).

Reference	T ºC	pH	Cond	Na	K	Ca	Mg	Li	Al	Fe_{total}	HCO_3	SO_4	NO_3	Cl	F	Rb	Cs	SiO_2	D.R.
Paulo L. Martins *	7.0	5.9	18	2.3	0.24	1.1	0.06	n.d.	0.05	0.04	7.5	1.1	0.3	2.7	0.4	n.d.	n.d.	8.9	20.4
Jonja *	7.5	5.5	9	1.9	0.12	0.5	0.02	n.d.	0.05	0.04	1.8	n.d.	n.d.	1.1	n.d.	n.d.	n.d.	10.2	18.6
Covão do Boi *	8.7	5.7	9	2.0	0.22	0.8	0.02	n.d.	0.03	0.04	3.0	0.4	0.1	1.2	n.d.	n.d.	n.d.	10.3	18.4
Espinhaço de Cão *	7.8	6.2	150	13.0	0.62	7.8	0.20	n.d.	0.04	0.06	8.0	0.3	1.7	11.5	0.2	n.d.	n.d.	18.8	93.4
Nave Sto. António *	7.5	5.5	35	5.6	0.26	0.8	0.02	n.d.	0.03	0.04	2.7	0.1	0.5	6.5	n.d.	n.d.	n.d.	8.4	25.4
Bisa *	9.6	5.9	64	7.0	0.94	4.6	0.20	n.d.	0.02	0.18	26.4	0.9	0.2	3.6	n.d.	n.d.	n.d.	22.3	50.4
N. Srª de Fátima *	11.3	5.8	72	5.9	0.62	4.2	0.22	n.d.	0.02	0.07	12.6	4.6	5.1	5.3	n.d.	n.d.	n.d.	16.0	47.2
C. Manteigas AC2 **	43.2	9.0	286	43.0	1.14	3.1	n.d.	0.14	0.01	0.05	79.6	14.8	n.d.	6.2	6.7	0.01	0.01	51.2	163.0
C. Manteigas AC3 **	45.0	9.0	316	52.0	0.98	3.1	n.d.	0.14	0.01	0.05	79.7	14.3	0.2	6.4	6.8	0.01	0.01	51.4	159.6
Jonja stream #	10.0	6.1	20	4.1	0.12	0.6	0.02	n.d.	0.05	0.07	2.2	0.2	0.9	5.1	n.d.	n.d.	n.d.	5.6	20.2
Zêzere River (Covão da Ametade) #	5.1	5.2	88	9.7	0.12	1.3	0.04	n.d.	0.07	0.09	1.4	0.8	0.1	8.7	n.d.	n.d.	n.d.	3.2	40.4
Zêzere River (Spas) #	8.4	6.4	19	2.6	0.12	1.2	0.04	n.d.	0.07	0.12	5.8	0.6	0.2	3.0	n.d.	n.d.	n.d.	6.0	19.0

Concentrations in mg/L; Conductivity (Cond.) in µS/cm; n.d. = not detected (below detection limit). D.R. stands for dry residuum. (*) cold spring waters; (**) thermomineral waters; (#) stream and rive waters.

Table 3 – Representative physico-chemical data of the waters from the studied region. 2nd fieldwork campaign (April 2004).

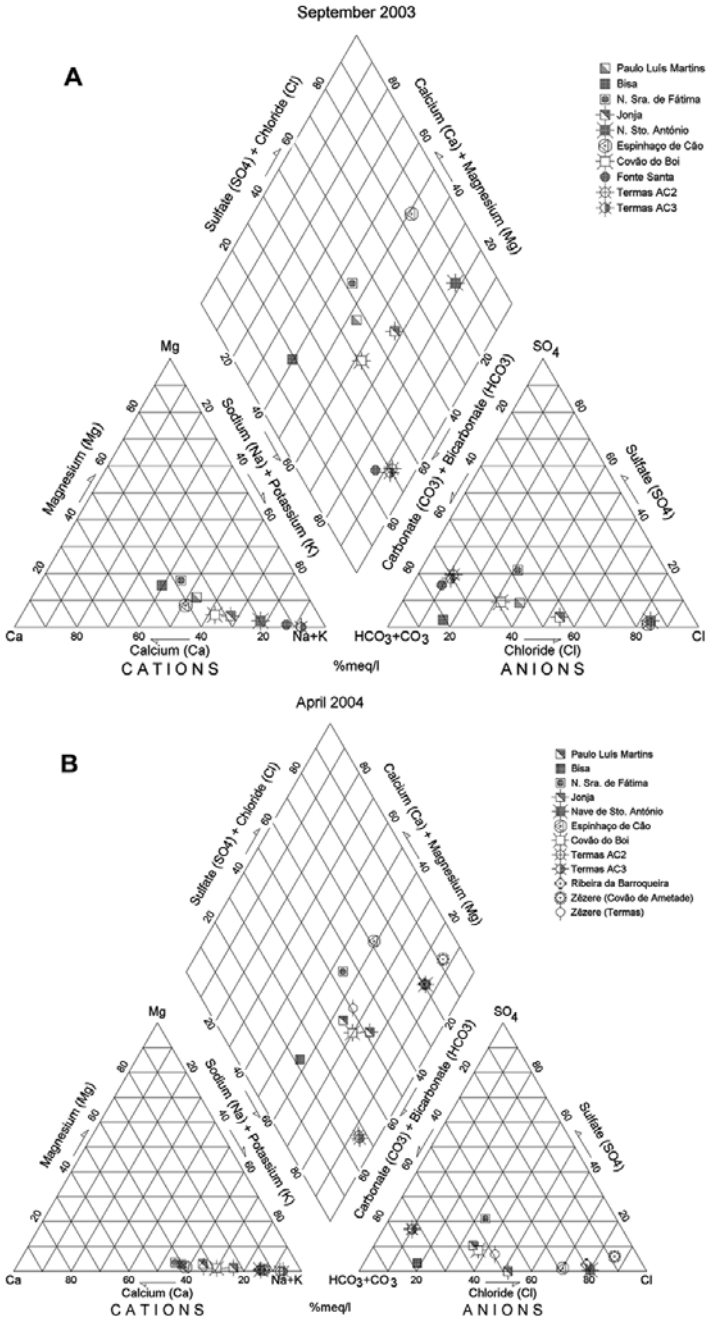


Fig 9. Major ion hydrogeochemistry: a) September 2003 campaign; b) April 2004 campaign.

become mixed with cold groundwater at shallow levels and could change its chemistry by leaching and reaction with wall rocks on the way to the surface, the results obtained from the application of several chemical geothermometers should be interpreted with great caution. In the near future, the results of chemical geothermometry will be correlated with the results from the geophysical and geotectonical surveys that will be performed in the region, under the scope of the HIMOCATCH R&D Project. Such information will be extremely helpful in thermomineral water resources evaluation, since it also reflects the depth of groundwater circulation, based on an understanding of regional tectonics and geothermal gradients.

Using reservoir temperatures given by the quartz geothermometer (applied to Caldas de Manteigas AC2 and AC3 borehole waters), and considering a mean geothermal gradient of 30ºC/km, we can estimate a maximum depth of about 3.2km reached by the Caldas de Manteigas thermomineral water system. This value was obtained considering that:

$$\text{depth} = (T_r - T_a) / gg = (100 - 5) / 30 = 3.2 \text{ km}$$

where T_r is the reservoir temperature (ºC), T_a the mean annual temperature (ºC) and gg the geothermal gradient.

Geochemical data of Fonte Santa thermal spring waters seems to corroborate a mixing process with local shallow groundwaters. This trend requires the shallow groundwaters diluting Fonte Santa thermal spring waters to be derived from local infiltration. The mixing process should be responsible for the higher Ca and Mg dissolution. Effectively, the Ca and Mg concentrations are lower in AC2 and AC3 thermal borehole waters, whereas these metals are higher in Fonte Santa thermal spring waters. Furthermore, Ca and Mg are very often added to cooled waters by a reaction with the rock, as stated by several authors, particularly with regard to waters of the French Massif Central (*e.g.*, MICHARD *et al.*, 1978, 1981; CRIAUD & FOUILLAC, 1986). Further fieldwork campaigns will clarify the above mentioned hypothesis, based on systematic isotopic (^{18}O and ^{2}H) signatures of the waters.

In future studies involving the interpretation of chemical geothermometry special emphasis will be put on the evaluation of the overall chemical characteristics of the waters, as they correlate to equilibrium with alteration minerals.

CONCLUDING REMARKS

Crystalline rocks, particularly granites and metasedimentary units, dominate the Serra da Estrela Mountain region. The hydrogeological characterisation of this kind of hard-rocks is complex, due to the high heterogeneity and anisotropy of the fracture network that stores and conducts the water. It is usual to consider that the flowpaths are mainly governed by the fissured medium hydraulic conductivity, faulting and weathering, resulting on non-continuous productive zones. Nevertheless, it is clear that in the Variscan Iberian Massif, lithology and structure play a major role on the productivity of regional hydrogeological units and related water wells.

Some differences detected in local shallow cold groundwater's characteristics could be the result of water circulation paths varying in length and residence time and/or anthropogenic contamination, such as the local use of NaCl for snow melting. The combined chemical and isotopic data suggests that the Caldas de Manteigas thermomineral waters could be derived from regional groundwater sources. The quartz geothermometer indicates reservoir temperatures of approximately 100ºC.

Combining information ascribed to the geochemical and isotopic signatures of groundwaters, hydrogeologists can strongly support their conclusions on the origin of waters and recharge areas, groundwater quality and contaminant processes, water-rock interactions occurring at depth and resource renewability.

ACKNOWLEDGEMENTS

In order to address the specific scientific issues on what is happening about the interrelation

between local surface waters (recharge waters) and groundwaters, an integrated multidisciplinary approach is being launched under the scope of the HIMOCATCH Project *"Role of High Mountain Areas in Catchment Water Resources, Northern/Central Portugal"*, granted by the Portuguese Foundation for Science and Technology (FCT), contract Nr. POCTI/CTA/44235/2002. PEF and JC acknowledge to Geodyn – Present to Past POCTI-ISFL-5-32. The authors acknowledge Prof. L. C. Gama Pereira (Coimbra) for detailed reviews that helped to improve the clarity of the manuscript.

Recibido:9/5/2005
Aceptado:24/6/2005

Type	Reference	chalcedony (1)	quartz (2)	Na/K (3)	K^2/Mg (4)
Spring (a)	**Fonte Santa**	57	88	59	52
Borehole (a)	**AC2**	68	98	71	n.d.
Borehole (a)	**AC3**	72	102	67	n.d.
Borehole (b)	**AC2**	73	103	78	n.d.
Borehole (b)	**AC3**	73	103	58	n.d.

(a) 1st fieldwork campaign; (b) 2nd fieldwork campaign. n.d. stands for not estimated (no Mg in water)
(1) Fournier & Truesdell (1974) *in* Fournier (1977)
(2) Truesdell (1975) - cooling by conduction
(3) White & Ellis (1970) *in* Truesdell (1975)
(4) Giggenbach (1988)

Table 4 - Reservoir temperatures (ºC) of Caldas de Manteigas thermomineral waters, estimated from chemical geothermometry.

REFERENCES

AFONSO, M. J.; ESPINHA MARQUES, J.; MARQUES, J. M.; CARREIRA, P.; CARVALHO, J. M.; MARQUES DA SILVA, M.; SAMPER, J.; BORGES, F. S.; ROCHA, F. T.; FONSECA, P. E.; GOMES, A.; ARAÚJO, M. A.; TELES VIEIRA, G.; MORA, C.; TEIXEIRA, J.; ALMEIDA, P. G. & CHAMINÉ, H. I. (2005). Hydrogeology of hard-rocks from two key-sectors in the Portuguese Iberian Massif: examples from Porto urban area and Serra da Estrela mountain region. *Proceedings Water in Celtic Countries: Quantity, Quality and Climate Variability, "The Fourth Inter-Celtic Colloquium on Hydrology and Management of Water Resources",* Univ. Minho, Guimarães. (in press)

ALMEIDA, P. G. (in prep.). *Estudo tectonoestrutural e caracterização geotécnica do maciço granítico Central da Serra da Estrela. Um exemplo da utilização multidisciplinar numa abordagem holística da Geologia*. UBI, Covilhã (PhD Thesis, *in preparation*).

ANDRADE, E.; MORA, C.; NEVES, M. & VIEIRA, G. (1992). Desportos de Inverno na Serra da Estrela. Contribuição para o estudo da sua viabilidade. *Finisterra*, Lisboa, **27** (53-54): 187-193.

AURELI, A. (2002). What's ahead in UNESCO's International Hydrological Programme (IHP VI 2002-2007). *Hydrogeology Journal,* **10**: 349-350.

CABRAL, J. (1989). An example of intraplate neotectonic activity, Vilariça Basin, Northeast Portugal. *Tectonics*, **8**: 285303.

CABRAL, J. (1995). Neotectónica em Portugal Continental. Memórias do Instituto Geológico e Mineiro, Memória 31, Lisbon, 265 pp.

CARVALHO, J. M. (1996). Mineral water exploration and exploitation at the Portuguese Hercynian massif. *Environmental Geology,* **27**: 252-258.

CRIAUD, A. & FOUILLAC, C. (1986). Étude des eaux thermominérales carbogazeuses du Massif Central Français. II. Comportement de quelques métaux en trace, de l'arsenic, de l'antimoine et du germanium. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **50**: 1573-1582.

DAVEAU, S.; FERREIRA, A. B.; FERREIRA, N. & VIEIRA, G. (1997). Novas observações acerca da glaciação da Serra da Estrela. *Estudos do Quaternário*, Lisboa, **1**: 41-51.

DINGMAN, S. L. (1994). *Physical hydrology.* Prentice Hall, New Jersey, 575 pp.

ESPINHA MARQUES, J. M. (in prep.). *Contribuição para o conhecimento da hidrogeologia da região do Parque Natural da Serra da Estrela (sector de Manteigas–Nave de Sto. António–Torre).* Universidade do Porto (PhD Thesis, *in preparation*).

FERREIRA, N. & VIEIRA, G. (1999). Guia geológico e geomorfológico do Parque Natural da Serra da Estrela. Locais de interesse geológico e geomorfológico. Parque Natural da Serra da Estrela. Edição Instituto da Conservação da Natureza/Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa. 112 pp., 2 mapas.

FOURNIER, R. O. (1977). Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems. *Geothermics*, **5**: 41-50.

GAUCHER, G. (1981). *Les facteurs de la pédogénèse.* G. Delotte, Dison, 730pp.

GIGGENBACH, W. F. (1988). Geothermal solute equilibria: derivation of Na-K-Ca-Mg geoindicators. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **52**: 2749-2765.

JENNY, H. (1994). *Factors of soil formation, a system of quantitative pedology*. Dover Publications, Inc.. New York, 281pp..

MARQUES, J. M.; CARREIRA, P. M.; ESPINHA MARQUES, J. M.; CHAMINÉ, H. I.; FONSECA, P. E.; MARTINS CARVALHO, J. & CAVALEIRO, V. (2005) Pattern and spatial extent of thermal water flow in a high mountain area (Serra da Estrela, Central Portugal): a preliminary isotopic approach. *Abstract, 6th International Symposium on Applied Isotope Geochemistry*, 11-16 September 2005, Prague, Czech Republic. (*submitted)*

MICHARD, G.; EVRARD, M.; FOUILLAC, C. & LAMBRET, B. (1978). Acquisition des ions alcalino terreux par les eaux carbogazeuses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **41**: 170-174.

MICHARD, G.; FOUILLAC, C.; GRIMAUD, D. & DENIS, J. (1981). Une méthode globale d'estimation des températures des réservoirs alimentant les sources thermales. Exemple du Massif Central Français. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **45**: 1199-1207.

MONTEIRO SANTOS, F. A.; ALMEIDA, E.;

MATEUS, A.; MATIAS, H.; MATOS, L. & MENDES-VICTOR, L. A. (2000). Magnetotelluric study of a Plio-Quaternary tectonic depression: the Vilariça basin (NE Portugal). *Journal of Applied Geophysics,* **44**, 1-14.

MONTEIRO SANTOS, F. A.; MATOS, L.; ALMEIDA, E.; MATIAS, H.; MATEUS, A. & MENDES-VICTOR, L. A. (2002). Three-dimensional magnetotelluric modelling of the Vilariça depression (NE Portugal). *Journal of Applied Geophysics*, **49**: 59-74.

MORA, C. & VIEIRA, G. T. (2004). Balance radiactivo de los altiplanos de la Sierra de Estrella (Portugal) en una mañana de invierno. Metodología y primeros resultados. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.)*, Madrid, **99** (1-4): 37-45.

MOREIRA, V. S. (1985). Sismotectonics of Portugal and its adjacent areas in the Atlantic. Tectonophysics, **117**: 85-96.

OLIVEIRA, J. T.; PEREIRA, E.; RAMALHO, M.; ANTUNES, M. T. & MONTEIRO, J. H. [coords.] (1992). *Carta Geológica de Portugal escala 1/500000*, 5ª edição. Serviços Geológicos de Portugal, Lisbon.

RIBEIRO, A. (1984). *Neotectonique du Portugal*. Livro de Homenagem a Orlando Ribeiro, 1º Vol., Centro de Estudos Geográficos, Univ. Lisboa, 173-182.

RIBEIRO, A.; KULLBERG, M. C.; KULLBERG, J. C.; MANUPPELLA, G. & PHIPPS, S. (1990). A review of Alpine tectonics in Portugal: foreland detachment in basement and cover rocks. *Tectonophysics*, **184**: 357-366.

ROCHA, F.; INÁCIO, M.; ESPINHA MARQUES, J.; GONÇALVES, P.; AGUIAR, C. & CHAMINÉ, H. I. (2005). Clay mineralogy and geochemistry of soils from Serra da Estrela Natural Park (Central Portugal): preliminary results. *Proceedings do VIII Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa*, Universidade de Aveiro. (in press).

SAMPER, J.; HUGET, L.; ARÉS, J. & GARCÍA, M. A. (1999). Manual del usuario del programa Visual Balan V.1.0. *Publicación Técnica de ENRESA,* 5 (99): 1-132.

SAMPER, J.; GARCÍA VERA, M. A.; PISANI, B.; VARELA, A.; LOSADA, J. A.; ALVARES, D. & ESPINHA MARQUES, J. (2005). Usin g hydrologic models and Geographic Information Systems for water resources evaluation: GIS-VISUAL-BALAN and its application to Atlantic basins in Spain (Valiñas) and Portugal (Serra da Estrela). *Proceedings The Fourth Inter-Celtic Colloquium on Hydrology and Management of Water Resources*, Universidade do Minho, Guimarães. (*in press*).

SAMPER, J.; HUGET, L.; ARÉS, J. & GARCÍA, M. A. (2000). Modelos interactivos de balance hidrológico: aplicación a cuencas de Galicia. In: SAMPER, J.; LEITÃO, T.; FERNÁNDEZ, L. & RIBEIRO, L. (eds.), Jornadas Hispano-Lusas sobre 'Las Aguas Subterráneas en el Noroeste de la Península Ibérica'. Textos de las Jornadas, Mesa Redonda y Comunicaciones. A Coruña. AIH-Grupo Español & APRH. *Publicaciones ITGE*, Madrid. pp. 211-219.

SINGHAL, B. B. S. & GUPTA, R. P. (1999). *Applied hydrogeology of fractured rocks*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 400 pp.

TRUESDELL, A. H. (1975). Summary of Section III. Geochemical techniques in exploration. *Proc. Second United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources*. San Francisco, California. Edited by Lawrence Berkley Laboratory, University of California: 53-79.

VELUDO, I. (2004). *Monitorização da actividade sísmica no território do parque arqueológico do vale do Côa*. Relatório de Estágio. Fac.Ciências Univ. Lisboa. (Relatório Inédito)

VIEIRA, G. T. & MORA, C. (1998). General characteristics of the climate of the Serra da Estrela. In: VIEIRA, G.T. (ed.), *Glacial and Periglacial Geomorphology of the Serra da Estrela. Guidebook for the field-trip, IGU Commission on Climate Change and Periglacial Environments*. CEG and Department of Geography, University of Lisbon, pp. 26-36.

VIEIRA, G. T. (2004). *Geomorfologia dos planaltos e altos vales da Serra da Estrela. Ambientes frios do Plistocénico Superior e dinâmica actual*. Universidade de Lisboa, 724p. + 1 mapa. (PhD Thesis).

VIEIRA, G. T.; JANSEN, J. & FERREIRA, N. (*submitted*). Environmental setting of the Serra da Estrela, Portugal: a short-note. In: BUNCE, R., HOWARD, D. & PINTO CORREIA, T. (eds.), *Landscape ecology series*, IALE UK.

Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe
Coruña. 2005. Vol. 30, pp. 167-180

ISSN: 0213-4497

Propriedades físicas e infiltração de água de um Latossolo Vermelho Amarelo (Oxisol) do noroeste do estado de São Paulo, Brasil, sob três condições de uso e manejo

Physical properties and water infiltration on a Yellow Red Latosol (Oxisol) from northwest of São Paulo state, Brazil, under three conditions of soil use and management.

ALVES, M.C.[1]; SUZUKI, L.E.A. S.[1]; HIPÓLITO, J.L.[2] & CASTILHO, S.R.[2]

Abstract

This study presents the results obtained in a field experiment carried out at Glicério, Northwest of São Paulo state, Brazil, whose objective was to analyze changes of selected soil physical properties and water infiltration rates on a Yellow-Red Latosol, under three different management conditions. The experimental design was arranged as completely randomized split-block with twelve treatments, which corresponded to four depths (0-0.05 m; 0.05-0.10 m; 0.10-0.20 m and 0.20-0.40 m) and three conditions of soil use and management with four replications. The soil surface conditions were: conventional tillage (one disking with moulboard plus two levelling passes with harrow), nine months before starting filed experiences; recent conventional tillage (also one disking with moulboard plus two levelling passes with harrow) and native forest. The conventional tillage areas were cropped for about fifteen years with annual cultures. The considered soil general physical properties were: macroporosity, microporosity, total porosity, bulk density, soil moisture and penetration resistance and, in addition; soil water infiltration rates were also recorded. According to our results, differences on general soil physical properties and infiltration rates appeared when both tilled subtreatments and native forest were compared. Both, plots recently prepared by conventional tillage and those prepared by tillage but left nine months in rest, presented a statistically significant decrease of constant (final) water infiltration rates of 92.72 % and 91.91 %, when compared with native forest plots.

Key words: soil tillage, penetration resistance, bulk density, soil porosity.

(1) Departamento de Fitossanidade, Engenharia Rural e Solos, Faculdade de Engenharia, Campus de Ilha Solteira, UNESP. Caixa Postal 31, CEP 15385-000 Ilha Solteira (SP), Brasil. E-mail: mcalves@agr.feis.unesp.br
(2) Secretaria de Agricultura e Abastecimento, CATI. Araçatuba-SP (Brasil)

INTRODUÇÃO

A preocupação em criar condições favoráveis ao desenvolvimento das culturas faz com que sejam realizadas operações de preparo do solo. As operações realizadas motomecanicamente e sem o controle da umidade durante o preparo, a profundidade de mobilização e o tipo de implemento utilizado podem influenciar negativamente nas propriedades físicas, químicas e biológicas do solo, afetando o crescimento do sistema radicular, a produção das culturas e o seu desenvolvimento.

É comum encontrar (CAMARGO, 1983) em áreas sob preparo convencional, com aração e gradagens, camadas compactadas próximas à superfície, formadas pelas rodas do trator, que exercem pressão sobre a camada não cortada pelos implementos, e pelo elemento cortante, que exerce pressão na área de contato entre as camadas mobilizadas e não mobilizadas.

Dentre os efeitos da compactação nas propriedades físicas do solo, destacam-se: aumento da densidade do solo e da sua resistência mecânica (HILL & MEZA-MONTALVO, 1990; LEBERT & HORN, 1991), diminuição da porosidade total, tamanho, continuidade e distribuiçao dos poros, diminuição da infiltração, da condutividade hidráulica, capacidade de armazenamento de água, aeração, pressão de consolidação e índice de compressão (DIAS JUNIOR, 1994; DIAS JUNIOR & PIERCE, 1996; KONDO, 1998), além de haver menor número de sítios com adequada aeração (CURRIE, 1984), sendo comum a ocorrência de baixa difusão de oxigênio no solo sob condições de umidade elevada. Ainda estas alterações podem limitar a adsorçao e/ou absorçao de nutrientes e o desenvolvimento do sistema radicular (BICKI & SIEMENS, 1991), resultando em decréscimo na produçao agrícola.

Em trabalho realizado (ANJOS *et al.* 1994), com diferentes tipos de solo e quatro sistemas de uso e manejo - mata nativa, cultivo convencional, plantio direto e cultivo convencional com subsolagem, verificam-se em um Latossolo Vermelho-Amarelo húmico álico aumento da densidade do solo nos diversos manejos em relação à mata nativa, a exceção das camadas de 0-0,20 m e 0,20-0,40 m onde não foram verificadas diferenças significativas. A porosidade total foi afetada pelos sistemas de uso e manejo, estando seus valores inversamente associados aos da densidade do solo, ou seja, quanto menor a densidade do solo, maior a porosidade total. Os mesmos autores, (ANJOS *et al.*, 1994), no mesmo trabalho verificaram que a taxa final de infiltração e a infiltração acumulada decresceram nos sistemas de manejo em relação à mata nativa. Outros autores, (SILVA *et al.*, 2000) verificaram que o aumento da densidade do solo acarretou a redução da macroporosidade e aumento da microporosidade do solo, com poros de 15 mm de diâmetro, dificultando o crescimento das raízes.

O tráfego de máquinas e implementos é um dos principais fatores na alteração das propriedades físicas do solo, conforme foi demonstrado (TORMENA *et al.*, 1998), em experimento conduzido num Latossolo Vermelho-Escuro, argiloso, em que o tráfego de máquinas e implementos levaram à compactação e conseqüente redução da porosidade de aeração para valores abaixo do limite crítico de 0,10 $m^3\ m^{-3}$.

No estudo dum Latossolo Vermelho-Amarelo, sob cultura anual, mata natural e pastagem, outros autores (KONDO & DIAS JUNIOR, 1999), verificaram que a umidade alterou a forma das curvas de compressão do solo, tendo o seu aumento correspondido a um aumento da densidade do solo.

Estudando um Latossolo Vermelho-Amarelo e três tipos de manejo do solo (cultura anual, pastagem e mata nativa), outros autores (DIAS JUNIOR & ESTANISLAU, 1999) mostraram que, para as três condições de manejo estudadas, à medida que a densidade do solo aumentou até atingir um máximo (densidade do solo máxima), a umidade gravimétrica aumentou.

Para a escolha do sistema mais adequado para uso e manejo do solo são necessários estudos das transformações ocasionadas pelos sistemas aos solos, a fim de que este recupere seu potencial produtivo. Estudando seis áreas diferentes (cerrado, culturas anuais em sistema convencional, eucalipto, pinus, mata ciliar e pastagem) e três profundidades (0-0,10 m, 0,10-0,20 m e 0,20-0,40 m), outros autores (CAVENAGE *et al.*, 1999), concluíndo que o uso do solo alterou as suas propriedades físicas, em comparação com a vegetação natural do cerrado. A mata ciliar e o pinus foram as áreas mais promissoras na recuperação das condições de macroporosidade do solo; as maiores alteraçoes do solo ocasio-

nadas pelo uso e manejo foram verificadas na sua camada superficial (0- 0,20 m), comparando-se com as condiçoes de vegetação natural de cerrado.

A infiltração de água no solo é um fator que indica as condições físicas do solo. Num estudo em um Latossolo Vermelho-Escuro sob preparo convencional, cultivo mínimo e sistema de plantio direto, outros autores, (BARCELOS *et al*., 1999) verificaram que os preparos conservacionistas de solo (sistema de plantio direto e cultivo mínimo) apresentaram taxas de infiltração de água no solo superiores às do preparo convencional, exceto no período imediatamente após o preparo de solo.

Tendo em vista os efeitos ocasionados ao solo pelo preparo e mediante a constante preocupação de otimizar o uso do solo almejando a sua sustentabilidade, desenvolveu-se este estudo com o objetivo de analisar a magnitude das alterações em algumas propriedades físicas e na infiltração de água no solo causadas por três condições de uso e manejo, de um LATOSSOLO VERMELHO AMARELO do Noroeste do Estado de São Paulo, Brasil.

MATERIAL E MÉTODOS

O presente trabalho foi desenvolvido no Sítio Floresta, Município de Glicério, Noroeste do Estado de São Paulo, Brasil, em um LATOSSOLO VERMELHO AMARELO Distrófico, franco argilo arenoso (OLIVEIRA *et al*., 1999; EMBRAPA, 1999). A área de estudo localiza-se a 21^{O} 22' de Latitude Sul e 50^{O} 43' Longitude, está a uma altitude de 386 metros acima do nivel do mar. O clima é quente com inverno seco, sendo a precipitação média anual de 1.255 mm e temperatura média anual de 24,95 ^{O}C e mínima de 18,42 ^{O}C. O relevo da região é ondulado e suavemente ondulado e a vegetação natural era de cerrado.

O delineamento experimental utilizado foi o inteiramente casualizado, com quatro repetições e doze tratamentos, os quais corresponderam a três condições de uso e manejo: mata nativa (cerrado); preparo convencional (uma aração profunda com arado de aivecas e duas gradagens com grade niveladora), estando o solo recém-preparado no momento das avaliações; preparo convencional (uma aração profunda com arado de aivecas e duas gradagens com grade niveladora), após nove meses do preparo (de abril a dezembro/1999) e posterior implantaçao de quatro espécies diferentes de adubos verdes: crotalária (*Crotalaria juncea*), guandu (*Cajanus cajan*), milheto (*Pennisetum typhoides*) e girassol (*Helianthus annuus*) por sistema de plantio direto, analisados em quatro profundidades, que variaram conforme a propriedade analisada.

O solo da área experimental vinha sendo utilizado há quinze anos com culturas anuais: soja (*Glycine max* L.)/milho (*Zea mays* L.) no sistema de preparo convencional (uma araçao com arado de aiveca e duas gradagens com grade niveladora). Em abril de 1999 implantou-se este experimento, introduzindo-se os tratamentos estudados.

Para as áreas em estudo, as amostras com estrutura não deformada foram coletadas em anéis volumétricos nas profundidades de 0-0,05 m, 0,05-0,10 m, 0,10-0,20 m e 0,20-0,40 m, realizada em março de 2000, objetivando as seguintes determinações: (a) macro porosidade, micro porosidade, porosidade total foram analisadas de acordo com a metodologia previa (EMBRAPA, 1997); (b) densidade do solo - com as mesmas amostras coletadas para caracterizar a porosidade, determinou-se a densidade do solo, obtida pelo método do anel volumétrico (EMBRAPA, 1997); (c) umidade do solo - a umidade do solo (base de massa) foi avaliada nas profundidades de 0-0,15 m, 0,15-0,30 m, 0,30-0,45 m e 0,45-0,60 m, e o método empregado foi o de pesagem (método clássico). Na mesma época foram avaliadas a resistência à penetração e a taxa de infiltração de água no solo. A resistência à penetração foi feita com penetrógrafo tipo Penetrographer^{sc-60}, nas profundidades de 0-0,15 m, 0,15-0,30 m, 0, 30-0,45 m e 0,45-0,60 m; a análise da taxa de infiltração de água no solo foi realizada pelo método dos anéis concêntricos (método da inundação) (BERTRAND, 1965).

O estudo estatístico constou da análise da variância dos dados originais, cujo modelo consta na Tabela 1 e, aplicação do teste de Tukey ao nível de 5 % de probabilidade para a comparação entre as médias obtidas.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

De acordo com os valores de F obtidos e a significância destes para macroporosidade, microporosidade, porosidade total e densidade do solo (Tabela 2), notou-se que, para essas propriedades, ocorreram diferenças significativas entre as condições de

Causa de variação	Graus de Liberdade
Condições de uso e manejo	a-1
Profundidade	b-1
Cond.uso e manejo x prof.	(a-1) (b-1)
Repetição	r-1
Resíduo	(ab-1) (r-1)
Total	abr-1

a = condições de uso e manejo b = profundidade do solo r = repetição

Tabela 1. Esquema geral da análise de variância do experimento

uso e manejo do solo. Para as profundidades não foram observadas diferenças significativas para a macroporosidade e microporosidade, porém, houve para a porosidade total e densidade do solo. A interação entre as condições de uso e manejo do solo e a profundidade foi significativa, mostrando que o efeito da condição de uso e manejo do solo depende do efeito da profundidade, e vice-versa.

Na Tabela 3 são apresentados os dados referentes à macroporosidade, microporosidade, porosidade total e densidade do solo para as diferentes condições de uso e manejo do solo e profundidades. Com relação à macroporosidade, observou-se que, na camada de 0,00-0,05 m, não houve diferença no volume de macroporos nas três condições de uso e manejo do solo. Na camada de 0,05-0,10 m, o manejo com o preparo convencional recém-preparado apresentou maior volume de macroporos, diferindo dos demais manejos, isso pelo fato de o preparo do solo ter sido recente à amostragem.

Na camada de 0,10-0,20 m (Tabela 3), o preparo convencional recém-preparado e a mata nativa apresentaram maior volume de macroporos, ambos diferindo do tratamento com preparo convencional após nove meses de efetuado. No preparo convencional recém-preparado, a profundidade de mobilização do solo foi maior que 0,10 m, aumentando o volume de macroporos nesta camada; e no preparo convencional realizado após nove meses as camadas superiores e o movimento de máquinas e implementos promoveram pressão nas camadas inferiores, diminuindo a macroporosidade e aumentando a densidade do solo, bem como atuou também na própria acomodação do solo.

Analisando a camada de 0,20-0,40 m (Tabela 3), a área da mata apresentou maior volume de macroporos, diferindo dos demais tratamentos, devido à continuidade de macroporos das camadas superiores. Já no preparo convencional recém-preparado em razao da camada compactada, apresentou diminuição de macroporos e aumento da densidade do solo. Apesar de não ter ocorrido diferença significativa entre os dois manejos, a condição de preparo convencional recém-preparado apresentou valor de macroporosidade menor que 0,10 $m^3 m^{-3}$, preconizado como valor crítico para desenvolvimento do sistema radicular (BAVER, 1979).

Para as profundidades dentro de cada área (Tabela 3), observou-se na área de mata que a camada de 0,00-0,05 m obteve um elevado volume de macroporos em relação à camada de 0,05-0,10 m; relacionando esses valores com a densidade do solo nestas profundidades, verificou-se que na camada de 0,00-0,05 m a densidade foi menor e na camada de 0,05-0,10 m a densidade foi maior, semelhantemente ao observado (CAVENAGE *et al.*, 1999; HAKOYAMA *et al.*, 1995; DA ROS *et al.,* 1997), em que a macroporosidade apresentou-se menor na

Causa de variação	Macroporosidade	Microporosidade	Porosidade total	Densidade do solo
Condições de uso e manejo	16,53 **	6,61 *	17,62 **	23,60 **
Profundidade	2,63 n.s.	1,71 n.s.	5,37 **	7,54 **
Cond.uso e manejo x prof.	9,26 **	5,24 **	6,31 **	6,94 **
C.V. (%)	23,99	8,29	8,89	7,35

**significativo a 1 %
n.s. não significativo

Tabela 2. Valores e significância de F e coeficiente de variação (CV) para macroporosidade

camada superficial (0,00-0,10 m) pelo fato da densidade do solo ter sido maior, o que demonstra a relação do volume de macroporos com a densidade do solo.

No tratamento com preparo convencional recém-preparado (Tabela 3), o menor volume de macroporos foi obtido na profundidade de 0,20-0,40 m, que apresentou maior valor de densidade do solo, diferindo das demais profundidades. Para o tratamento com preparo convencional realizado há nove meses, não foram obtidas diferenças significativas no volume de macroporos nas profundidades estudadas. Apesar deste comportamento, verificou-se que, para a profundidade de 0,10-0,20 m, o valor da macroporosidade foi de 0,10 m^3 m^{-3}, considerado no limite da condição mínima para não prejudicar o desenvolvimento do sistema radicular. Algums autores (HAKOYAMA *et al*., 1995; DA ROS *et al*., 1997) relataram que a mobilização do solo aumentou o volume de poros, principalmente de macroporos e, conseqüentemente, diminuiu o valor da densidade do solo, conforme resultados obtidos neste trabalho.

Observa-se pela Tabela 3 que, nas camadas de 0,00-0,05 e 0,05-0,10 m não houve diferença significativa no volume de microporos entre as condiçoes de uso e manejo do solo, enquanto que, nas profundidades de 0,10-0,20 m e 0,20-0,40 m, a área de mata apresentou menor volume de microporos e na profundidade de 0,20-0,40 m o manejo com preparo convencional recém-preparado obteve maior volume de microporos.

As diferenças dos valores de microporos sao notadas nas profundidades de 0,10-0,20 m e 0,20-0,40 m (Tabela 3) e, nestas situações sendo maiores nas condições do solo que ocorreram preparo, destacando-se o tratamento com preparo convencional recém-preparado. Resultados que concordam com a diminuição de macroporos e conseqüêntemente presença de camada compactada. ALVES (1992) e VEIGA *et al*. (1994) observaram em camadas compactadas, aumento da densidade do solo, resultante do aumento da quantidade de sólidos em relação ao volume de poros e, nessa camada, predominam os microporos, nos quais o movimento da água e do ar é dificultado, diminuindo, dessa forma, a drenagem interna do solo comandada pela estrutura.

Em profundidade, na área de mata verificou-se que nas camadas de 0,00-0,05 m e 0,05-0,10 m o volume de microporos foi maior, diferindo das pro-

Condições de uso e manejo do solo	**Profundidade (m)**			
	0,00 – 0,05	**0,05 – 0,10**	**0,10 – 0,20**	**0,20 – 0,40**
		Macroporosidade (m^3 m^{-3})		
Mata	0,23 aA	0,15 bB	0,24 aA	0,26 aA
Prep. conv. recém-prep.	0,19 aA	0,27 aA	0,23 aA	0,08 bB
Prep. conv. após 9 meses	0,18 aA	0,13 bA	0,10 bA	0,12 bA
		Microporosidade (m^3 m^{-3})		
Mata	0,29 aA	0,28 aA	0,22 bB	0,23 bB
Prep. conv. recém-prep.	0,28 aA	0,26 aA	0,29 aA	0,30 aA
Prep. conv. após 9 meses	0,27 aA	0,27 aA	0,27 aA	0,26 bA
		Porosidade total (m^3 m^{-3})		
Mata	0,51 aA	0,43 bB	0,46 aAB	0,49 aAB
Prep. conv. recém-prep.	0,47 aA	0,53 aA	0,51 aA	0,38 bB
Prep. conv. após 9 meses	0,45 aA	0,40 bAB	0,37 bB	0,38 bAB
		Densidade do solo (kg dm^{-3})		
Mata	1,16 bB	1,35 aA	1,33 bAB	1,31 bAB
Prep. conv. recém-prep.	1,32 abB	1,15 bB	1,15 cB	1,56 aA
Prep. conv. após 9 meses	1,37 aB	1,52 aAB	1,58 aA	1,55 aAB

Médias seguidas da mesma letra minúscula na coluna e maiúscula na linha não diferem estatisticamente entre si, pelo teste de Tukey a 5 %.

Tabela 3. Valores de macroporosidade, microporosidade, porosidade total e densidade do solo, obtidos nos tratamentos estudados

fundidades de 0,10-0,20 m e 0,20-0,40 m desta área. No manejo com preparo convencional recém-preparado e com preparo convencional realizado após nove meses não houve diferenças significativas no volume de microporos nas profundidades estudadas, resultados semelhantes aos obtidos por CAVENAGE *et al.* (1999) em área com cultura anual, em preparo convencional.

Com relação à porosidade total (Tabela 3), observou-se que, na profundidade de 0,00-0,05 m, que ela não diferiu entre os tratamentos. Na profundidade de 0,05-0,10 m, o manejo com preparo convencional recém-preparado obteve maior porosidade. Para a profundidade de 0,10-0,20 m o manejo com preparo convencional após nove meses apresentou menores valores de porosidade total, enquanto que na profundidade de 0,20-0,40 m a maior porosidade total foi obtida pela área de mata, e os demais manejos em preparo convencional obtiveram a menor porosidade, o mesmo observado por CAVENAGE *et al.* (1999) com culturas anuais.

A mobilizaçao do solo no tratamento com preparo convencional recém-preparado proporcionou maior volume de poros total (0,05-0,10 m e 0,10-0,20 m), porém, na camada de 0,20-0,40 m, pela presença de camada compactada, os valores de poros sao menores do que na mata nativa. Resultados que concordam com os verificados por ANJOS *et al.* (1994), onde os valores de porosidade total estiveram inversamente associados aos de densidade do solo, ou seja, quanto menor a densidade do solo, maior a porosidade total, o que está de acordo com o presente trabalho.

A porosidade total apresentou valores compreendidos entre 0,37 e 0,51 $m^3\ m^{-3}$, estando estes valores dentro da faixa encontrada por HILLEL (1970), que para solos minerais, varia de 0,30 a 0,60 $m^3\ m^{-3}$. Nota-se pelos resultados apresentados que, em termos de distribuição do tamanho de poros, a área com preparo recém-preparada apresentou maior alteraçao na camada de 0,20-0,40 m, com valores, principalmente de macroporosidade, abaixo do valor crítico considerado para uma boa aeração às raízes (BAVER, 1972).

Observando as profundidades dentro de cada tratamento, verificou-se na área da mata que a menor porosidade total está na profundidade de 0,05-0,10 m e a maior está na camada de 0,00-0,05 m. No manejo com preparo convencional recém-preparado a porosidade não diferiu significativamente nas profundidades de 0-0,05, 0,05-0,10 e 0,10-0,20 m, e no manejo de solo com preparo convencional realizado há nove meses, a maior porosidade foi obtida na profundidade de 0,00-0,05 m e as demais não diferiram entre si.

Para a densidade do solo (Tabela 3), na profundidade de 0,00-0,05 m, o manejo com preparo convencional após nove meses de efetuado e o preparo convencional recém-preparado apresentaram os maiores valores de densidade, ao passo que a área de mata obteve a menor densidade do solo. Isso se deve ao fato de que nas áreas com preparo convencional ocorre movimento de máquinas e implementos, enquanto que na área de mata nativa o solo está estruturado, possuindo maior quantidade de matéria orgânica, poros, minhocas e insetos, fazendo com que o mesmo fique menos denso.

Na profundidade de 0,05-0,10 m (Tabela 3), o manejo com preparo convencional recém-preparado apresentou menor valor de densidade do solo, enquanto que as demais áreas apresentaram maiores valores, isso porque no preparo convencional recém-preparado o solo havia sido mobilizado, aumentando os espaços vazios do solo. Resultados semelhantes foram obtidos por CENTURIOn & DEMATTÊ (1985); CENTURION (1987); MELLO (1987); HAKOYAMA *et al.* (1995); ALBUQUERQUE *et al.* (1995) e CAVENAGE *et al.* (1999) em áreas de preparo convencional com culturas anuais, encontrando menores valores de densidade do solo na camada de 0,00-0,10 m.

Para a profundidade de 0,10-0,20 m (tabela 3), as três áreas estudadas diferiram significativamente entre si, e para a profundidade de 0,20-0,40 m a menor densidade foi obtida pela área de mata, o mesmo observado por CAVENAGE *et al.* (1999), enquanto que os demais manejos obtiveram maior densidade. O manejo com preparo convencional após nove meses, apresentou o menor valor de densidade do solo na camada de 0,00-0,05 m. Neste sistema de manejo, os maiores valores para densidade do solo foram encontrados nas camadas de 0,10-0,20 m e 0,20-0,40 m, e no manejo com preparo convencional recém-preparado na camada de 0,20-0,40 m, devido à compactação causada pelo preparo do solo. Isto significa que o rompimento da camada compactada, quando do preparo, é temporário e a mesma volta a existir novamente.

Segundo CAVENAGE *et al.* (1999), o uso inten-

sivo de implementos agrícolas e o tráfego excessivo de máquinas pesadas, em condições inadequadas de umidade, provocam a degradação da estrutura do solo, levando à compactação subsuperficial, fato que explica o aumento da densidade com a profundidade no manejo com preparo convencional recém-preparado e com preparo convencional após nove meses de realizado. Os efeitos do tráfego no aumento da densidade do solo também têm sido demonstrados por VOORHEES & LINDSTROM (1983) e TORMENA *et al.* (1998), principalmente em superfície.

Entre as profundidades, dentro de cada uso e manejo do solo (tabela 3), verificou-se na mata, como esperado, menor valor de densidade do solo na superfície, aumentando com a profundidade. Comportamento verificado devido a presença de matéria orgânica na superfície e, em profundidade ocorre o peso das camadas sobrejacentes que leva ao aumento da densidade do solo (KIEHL, 1979).

Os tratamentos com preparo do solo recém-preparado apresentou aumento significativo da densidade do solo na camada de 0,20-0,40 m indicando presença de camada compactada. Estes resultados estao coerentes com os verificados para a macroporosidade e porosidade total.

No tratamento com preparo convencional após 9 meses de realizado, a densidade do solo nas profundidades de estudo mostrou-se mais alterada, comparada à mata nativa, porém, ressalta-se que na profundidade de 0,20-0,40 m, apesar da densidade do solo estar elevada e nao ter diferido do preparo convencional recém-preparado, apresentou macroporosidade maior e acima do valor de 0,10 m^3 m^{-3}, considerado crítico (BAVER, 1979), indicando continuidade de poros.

O uso contínuo e intensivo de implementos agrícolas e o tráfego excessivo de máquinas pesadas, em condições inadequadas de umidade, provocam a degradação da estrutura do solo, levando à compactação subsupercial, fato que explica o aumento da densidade do solo com a profundidade de estudo no perfil (CAVENAGE *et al.*, 1999).

A maior taxa constante de infiltração de água no solo foi obtida pela área da mata, com 116,50 cm h^{-1}, enquanto que no manejo com preparo convencional recém-preparado a taxa constante foi de 8,48 cm h^{-1} e no manejo com preparo convencional realizado há nove meses a taxa foi de 9,42 cm h^{-1}. O manejo com preparo convencional recém-preparado e o manejo convencional após nove meses obtiveram uma redução na taxa constante de infiltração

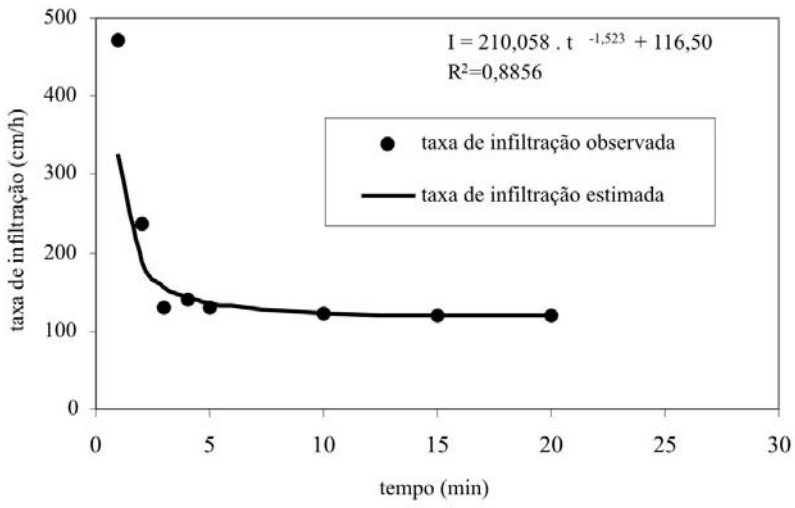


Fig. 1. Taxas de infiltração observada e estimada para área de mata nativa em um LATOSSOLO VERMELHO AMARELO.

de água no solo de 92,72 % e 91,91 %, respectivamente, em relação à área da mata. A constatação de que a infiltração é maior na mata nativa do que em solos cultivados foi observada nos trabalhos de LEITE & MEDINA (1984) e CORRÊA (1985).

Analisando as Figs 1, 2 e 3 em que constam as taxas de infiltração de água observadas e estimadas, verifica-se que o manejo com preparo convencional recém-preparado (Fig. 2) obteve inicialmente uma alta infiltração, com 459 cm h^{-1} no primeiro minuto, isso pelo fato de a superfície estar mobilizada, mas após cinco minutos houve uma acentuada diminuição na taxa de infiltração, diminuindo para 18 cm h^{-1}, acarretando menor taxa constante de infiltração, em comparação com a mata nativa (figura 1).

No manejo sob mata nativa (Fig. 1) não se verificou diminuição acentuada na taxa de infiltração como a do manejo com preparo convencional recém-preparado (Fig. 2), sendo que no primeiro minuto a infiltração foi de 471 cm h^{-1}, e após cinco minutos a infiltração diminuiu para 129 cm h^{-1}. ALVES & CABEDA (1999) também observaram diminuição acentuada na taxa de infiltração com o tempo no preparo convencional. BARCELOS *et al.* (1999) admitem a possibilidade de que o menor percentual de cobertura do solo e a menor quantidade de palha na superfície possam explicar essa redução na taxa de infiltração no preparo convencional, ao favorecer a redução da rugosidade do terreno e a formação do selamento superficial, pelo impacto das gotas de chuva sobre o solo desnudo. Concluíram também que os preparos conservacionistas do solo (sistemas de plantio direto e cultivo mínimo) apresentaram taxas de infiltração de água no solo superiores às do preparo convencional, exceto imediatamente após o preparo de solo.

A elevada taxa constante de infiltração de água na área da mata é explicada pela melhor estrutura do solo, que apresenta maior continuidade de poros, desde a superfície, pelo fato de a camada superficial não ter sido revolvida, estando o solo em equilíbrio. Segundo DUNN & PHILLIPS (1991), em sistemas de manejo pouco mobilizadores de solo, a elevada macroporosidade é devida à ação de raízes, minhocas e insetos presentes no solo, que favorecem a infiltração de água no mesmo.

Na figura 3, nota-se que a infiltração inicial de água no preparo convencional após nove meses foi de 75 cm h^{-1}. Este valor considerado baixo em relação à mata, diminuiu após cinco minutos para 13,5 cm h^{-1}. Esta diminuição foi menos acentuada do que no preparo convencional recém-preparado. Este fato pode ser explicado pela acomodação da superfície do solo nos nove meses decorridos após o preparo e a presença de maior densidade do solo na profundidade de 0,10-0,20 e 0,20-0,40 m. No entanto, as duas áreas com preparo convencional, atingiram uma baixa taxa constante de infiltração (8,50 e 9,42 cm h^{-1} contra 116,5 cm h^{-1} da mata). Entretanto, verificou-se que, desde o início, a infiltração foi bem menor (75 cm h^{-1}) comparativamente à mata e à área com preparo convencional recém–preparado (471 e 459 cm h^{-1}, respectivamente).

A resistência à penetração varia com a densidade e umidade do solo (BUSSCHER, 1990), podendo indicar limitação ao desenvolvimento do sistema radicular. Analisando os valores de F e significância destes para a resistência à penetração (tabela 4), observa-se que ocorreram diferenças significativas entre as condições de uso e manejo, profundidades e para a interação condições de uso e manejo x profundidade. A interação mostrou-se significativa, indicando que o efeito das condiçoes de uso e manejo do solo depende da profundidade e viceversa.

De acordo com o Tabela 5, comparando os sistemas de preparo de solo, verificou-se que a resistência do solo à penetração foi maior no preparo convencional após nove meses de efetuado (Tabela 5). DE MARIA *et al.* (1999), avaliando diferentes sistemas de preparo do solo, também verificaram valores maiores ou iguais significativamente para densidade e resistência à penetração do solo no sistema de semeadura direta em relação aos sistemas convencionais.

Observou-se que a área com preparo convencional após nove meses de ter sido efetuado, apresentou os maiores valores de resistência à penetração para todas as profundidades. Nas camadas de 0,30-0,45 m e 0,45-0,60 m, a área recém-preparada apresentou valores que nao diferiram significativamente em relação a área preparada há nove meses. Os menores valores de resistência à penetração foram obtidos pela área da mata em todas as profundidades, com exceção da camada de 0,00-0,15 m,

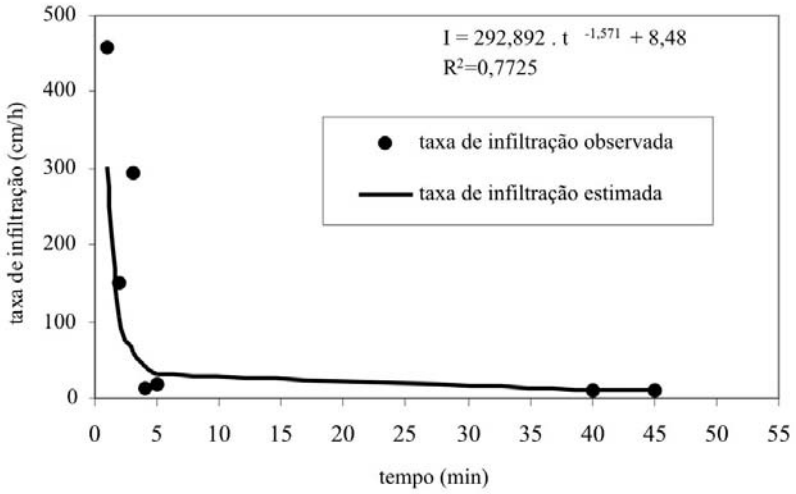


Fig. 2. Taxas de infiltração observada e estimada para área recém-preparada em um LATOSSOLO VERMELHO AMARELO.

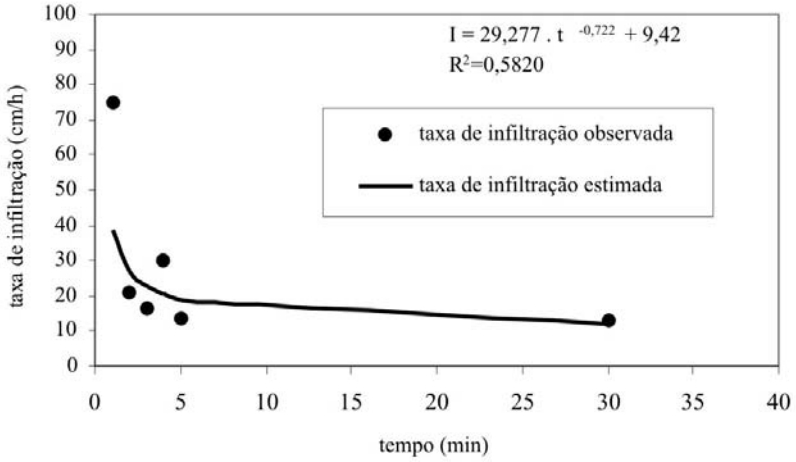


Fig. 3. Taxas de infiltração observada e estimada para área preparada após nove meses em um LATOSSOLO VERMELHO AMARELO.

Causa de variação	Valores de F
Condições de uso e manejo	74,76 **
Profundidades	3,68 *
C.uso e manejo x prof.	10,29 **
C.V. (%)	25,97

**significativo a 1 %
* significativo a 5 %

Tabela 4. Valores de significância de F e coeficiente de variação (CV) resistência à penetração (MPa)

Condições de uso		Profundidade (m)		
e manejo do solo	0,00–0,15	0,15–0,30	0,30–0,45	0,45–0,60
Mata	1,00 bA	0,70 bA	0,70 bA	0,70 bA
Prep. conv. recém-prep.	0,17 cB	1,24 bA	1,72 aA	1,42 aA
Prep. conv. após 9 meses	2,56 aA	2,84 aA	2,22 aA	1,52 aB

Médias seguidas da mesma letra, minúscula na coluna e maiúscula na linha, não difere estatisticamente entre si, pelo teste de Tukey a 5 %.

Tabela 5. Valores de resistência à penetração (MPa) obtidos nos tratamentos estudados

em que a área recém-preparada quase não apresentou resistência à penetração, pelo fato de o solo ter sido recém-preparado no período de avaliação. A área com preparo convencional efetuado há nove meses obteve maior resistência à penetração pelo fato de o solo estar adensado devido a que, como não houve mobilização posterior deste solo, ocorreu uma acomodação natural do mesmo. Os menores valores de resistência para a área da mata são explicados pelo fato de o solo da mata possuir maior quantidade de matéria orgânica, umidade e por não haver adensamento ou compactação.

Analisando a resistência à penetração em cada tratamento, verificou-se que na área da mata não houve diferença significativa entre as profundidades pelo fato de o solo estar em equilíbrio desde as camadas superiores até as inferiores; na área recém-preparada, a única diferença significativa foi na camada de 0,00-0,15 m, que obteve a menor resistência pelo fato de o solo ter sido recém-mobilizado; na área após nove meses de preparada, a camada de 0,45-0,60 m diferiu significativamente das demais, apresentando menor resistência pelo fato de o solo não ter sido mobilizado nesta profundidade em plantios anteriores e, conseqüentemente, esta camada apresentou menor grau de compactaçao em relação às superiores. Apesar de não ter ocorrido diferenças significativas nas demais camadas, a maior resistência à penetração ocorreu na profundidade de 0,15-0,30 m, podendo ser resultante de compactação por preparos convencionais do solo com uso de grade pesada, e nos primeiros 0,15 m o resultado indica efeitos do tráfego, já que resultados obtidos por TORMENA & ROLOFF (1996) mostraram que os efeitos do tráfego se concentram nos primeiros 0,20 m de profundidade.

Os valores de F e a significância destes para umidade podem ser observados no tabela 6. Verificou-se que ocorreram diferenças significativas para as condições de uso e manejo e profundidades, e a interação condições de uso e manejo x profundidade mostrou-se significativa, indicando que o efeito de condições de uso e manejo depende da profundidade, e vice-versa.

Observando a tabela 6, nota-se que, em todas as profundidades, o solo sob mata nativa apresentou maiores valores de umidade em relação aos demais tratamentos, o que está relacionado aos maiores teores de matéria orgânica e porosidade, bem como à melhor estruturação do solo comparativamente aos demias manejos. Na camada de 0,00-0,15 m a área após nove meses de preparada apresentou o menor valor de umidade pelo fato de haver compactação devido ao tráfego de máquinas e implementos, dificultando a infiltração da água e fazendo com que esta se perca pelo escoamento superfícial, enquanto que, na camada de 0,15-0,30 m a área recém-preparada apresentou menor valor de umidade, o

Causa de variação	Valores de F - Umidade
Condições uso e manejo	190,12 **
Profundidades	7,09 **
C.uso e manejo x prof.	9,09 **
C.V. (%)	3,80

**significativo a 1 %

Tabela 6. Valores de significância de F e coeficiente de variação (CV) para umidade do solo (kg kg-1

Condições de uso e manejo	Profundidade (m)			
	0,00–0,15	0,15–0,30	0,30–0,45	0,45–0,60
Mata	0,14 aB	0,15 aB	0,14 aB	0,16 aA
Prep. conv. recém-prep.	0,13 bA	0,10 cB	0,12 bA	0,12 bA
Prep. conv. após 9 meses	0,11 cA	0,12 bA	0,12 bA	0,12 bA

Médias seguidas da mesma letra, minúscula na coluna e maiúscula na linha, não difere estatisticamente entre si, pelo teste de Tukey a 5 %.

Tabela 7. Valores de umidade (kg kg-1) obtidos nos tratamentos estudados.

que provavelmente se deve a uma maior evaporação.

Nas profundidades de 0,30-0,45 m e 0,45-0,60 m, a área recém-preparada e a área preparada há nove meses não diferiram entre si. Observando a umidade em profundidade, dentro de cada manejo, verificou-se que no solo preparado convencionalmente após nove meses não houve diferença entre as profundidades, e na área de mata a diferença ocorreu apenas na profundidade de 0,45-0,60 m, que apresentou maior umidade em relação às demais camadas. Na área recém-preparada, a profundidade de 0,15-0,30 m obteve a menor umidade, enquanto que as demais profundidades não diferiram entre si.

CONCLUSÕES

1. O preparo convencional do solo promoveu alterações nas propriedades físicas do solo e na taxa de infiltração de água comparativamente ao solo sob mata nativa.

2. O preparo convencional do solo, após nove meses de realizado, apresentou alterações evidenciando compactação a partir da profundidade de 0,05 m.

3. O preparo convencional recém-preparado e o preparo convencional após nove meses de realizado apresentaram uma redução na taxa constante de infiltração de água no solo de 92,72 % e 91,71 %, respectivamente, em relação à área de mata nativa.

4. A taxa de infiltração inicial de água no preparo convencional recém-preparado foi 83,66 % maior do que no preparo convencional após nove meses de realizado, porém esta taxa se reduziu drasticamente e ambas as condições atingiram taxas constantes de infiltração semelhante.

Recibido:18/2/2005
Aceptado:13/6/2005

REFERÊNCIAS

ALBUQUERQUE, J.A.; REINERT, D.J.; FIORIN, J.E.; RUEDELL, J.; PETRERE, C. & FONTINELLI, F. (1995). Rotação de culturas e sistemas de manejo do solo: efeito sobre a forma da estrutura do solo ao final de sete anos. *R. Bras. Ci. Solo*, 19:115-119.

ALVARENGA, R.C.; FIGUEIREDO, A.F.; OLIVEIRA, W. & FREIRE, J.C. (1983). Armazenamento de água em um Podzólico Vermelho-Amarelo sob pastagem e cultivo anual. *Ci. Prat*., 7:48-57.

ALVES, M.C. & CABEDA, M.S.V. (1999). Infiltração de água em um Podzólico Vermelho-Escuro sob dois métodos de preparo, usando chuva simulada com duas intensidades. *R. Bras. Ci. Solo*, 23:753-761.

ANJOS, J.T.; UBERTI, A.A.A.; VIZZOTTO, V.J.; LEITE, G.B. & KRIEGER, M. (1994). Propriedades físicas em solos sob diferentes sistemas de uso e manejo. *R. Bras. Ci. Solo*, 18:139-145.

BARCELOS, A.A.; CASSOL, E.A. & DENARDIN, J.E. (1999). Infiltração de água em um Latossolo Vermelho-Escuro sob condições de chuva intensa em diferentes sistemas de manejo. *R. Bras. Ci. Solo*, 23:35-43.

BAVER, L.D.; GARDNER, W.H.; GARDNER, W.R. (1972). *Soil physics*. 4.ed. New York: John Wiley C.Sons, Inc., 529p.

BERTRAND, A.R. (1965). Rate of water intake in the field. In: BLACK, C.A., ed. *Methods of soil analysis*. Madison, American Society of Agronomy, p.197-209.

BICKI, T.J. & SIEMENS, J.C. (1991). Crop response to wheel traffic soil compaction. *Trans. Am. Soc. Agric. Eng.*, 34:909-913.

BUSSCHER, W.J. (1990). Adjustment of flat-tipped penetrometer resistance data to a common water content. *Am. Soc. Agric. Eng.*, 2:519-524.

CAMARGO, O.A. (1983). *Compactação do solo e o crescimento das plantas*. Campinas, Fundação Cargill, 44p.

CAVENAGE, A.; MORAES, M.L.T.; ALVES, M.C.; CARVALHO, M.A.C.; FREITAS, M.L.M. & BUZETTI, (1999). S. Alterações nas propriedades físicas de um Latossolo Vermelho-Escuro sob diferentes culturas. *R. Bras. Ci. Solo*, 23:997-1003.

CENTURION, J.F. (1987). Efeitos de diferentes sistemas de preparo nas propriedades físicas de um solo sob vegetação de cerrado e na cultura do milho. *Científica*, 15:1-8.

CORREA, J.C. (1985). Características físicas de um Latossolo Amarelo muito argiloso (Typic Acrorthox) do Estado do Amazonas, sob diferentes métodos de preparo. *Pesq. Agropec. Bras.*, 20:1381-1387.

CURRIE, J.A.(1984). Gas diffusion through soil crumbs: The effects of compaction and wetting. *J. Soil Sci.*, 35:1-10.

DA ROS,C.O.; SECCO, D.; FIORIN, J.E.; PETRERE, C.; CADORE, M.A. & PASA, L. (1997). Manejo do solo a partir de campo nativo: efeito sobre a forma e estabilidade da estrutura ao final de cinco anos. *R. Bras. Ci. Solo*, 21:241-247.

DE MARIA, I.C.; CASTRO, O.M.; SOUZA DIAS, H. (1999). Atributos físicos do solo e crescimento radicular de soja em Latossolo Roxo sob diferentes métodos de preparo do solo. *R. Bras. Ci. Solo*, 23:703-709.

DIAS JUNIOR, M.S. (1994). *Compression of three soils under long-term tillage and wheel traffic*. East Lansing, Michigan State University, 114p. (Tese de Doutorado).

DIAS JUNIOR, M.S. & PIERCE, J.F. (1996). Revisão de literatura. O processo de compactação do solo e sua modelagem. *R. Bras. Ci. Solo*, 20:175-182.

DIAS JUNIOR, M.S. & ESTANISLAU, W.T. (1999). Grau de compactação e retenção de água de latossolos submetidos a diferentes sistemas de manejo. *R. Bras. Ci. Solo*, 23:45-51.

DUNN, G.H. & PHILLIPS, R.E. (1991). Macroporosity of a well drained soil under no-tillage and conservational tillage. *Soil Sci. Soc. Am. J*., 55:817-823.

EMBRAPA. EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA (1997). *Manual de métodos de análise de solo*. 2 ed. Centro Nacional de Pesquisa de Solos, Rio de Janeiro, 212p.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Sistema Brasileiro de Classificação de Solos. Rio de Janeiro: EMBRAPA/CNPSO, 1999. 412p.

HAKOYAMA, S.; YOSHIDA, K.; NAKAGAWA, J.; MORAES, M.H.; IWAMA, H.; IGUITA, K. & NAKAGAWA, J.(1990). Efeitos da semeadura direta e do preparo convencional em algumas

propriedades físicas do solo. *Científica*, 23:17-30.

HILL, R.L. & MEZA-MONTALVO, M. (1990). Long-term wheel traffic effects on soil physical properties under different tillage systems. *Soil Sci. Soc. Am. J.,* 54:865-870.

KIEHL, E.J. (1979). *Manual de edafologia*. São Paulo, Agronômica Ceres. 262p.

KONDO, M.K. (1998). *Compressibilidade de três Latossolos sob diferentes usos*. Lavras, Universidade Federal de Lavras, 121p. (Tese de Mestrado).

KONDO, M.K. & DIAS JUNIOR, M.S. (1999). Efeito do manejo e da umidade no comportamento compressivo de três Latossolos. *R. Bras. Ci. Solo*, 23:497-506.

LEBERT, M. & HORN, R. (1991). A method to predict the mechanical strength of agricultural soils. *Soil Till. Res.*, 19:274-286.

MELLO, L.M.M. (1987). *Efeito de tipos de preparo sobre características do solo e da cultura da soja* (*Glycine max* (L.) Merrill). Botucatu, Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho". 81p. (Tese de Mestrado).

MOURA FILHO, W. & BUOL, S.W. (1972). Studies of a Latosol Roxo (Eutrustox) in Brazil. *Experientiae*, 13:201-234.

OLIVEIRA, J.B. et al. (1999). *Mapa pedológico do Estado de São Paulo: legenda expandida*. Campinas, Instituto Agronômico, Rio de Janeiro – EMBRAPA, Solo. 64p.

OLIVEIRA, M.; CURI, N. & FREIRE, J.C. (1983). Relações massa/volume em Podzólico Vermelho-Amarelo textura média-argilosa da região de Lavras (MG) sob pastagem e cultivo anual. *Ci. Prát.*, 7:66-74.

SILVA, V.R.; REINERT, D.J. & REICHERT, J.M. (2000). Densidade do solo, atributos químicos e sistema radicular do milho afetados pelo pastejo e manejo do solo. *R. Bras. Ci. Solo*, 24:191-199.

TORMENA, C.A. & ROLOFF, G. (1996). Dinâmica da resistência à penetração de um solo sob plantio direto. *R. Bras. Ci. Solo*, 20:333-339.

TORMENA, C.A.; ROLOFF, G. & SÁ, J.C.M. (1998). Propriedades físicas do solo sob plantio direto influenciadas por calagem, preparo inicial e tráfego. *R. Bras. Ci. Solo*, 22:301-309.

VOORHEES, W.B. & LINDSTROM, M.J. (1983). Soil compaction constraints on conservation tillage in the northern corn belt. *J. Soil Water Conserv.*, 38:307-311.

Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe
Coruña. 2005. Vol. 30, pp. 181-192

ISSN: 0213-4497

Descripción de la evolución del microrrelieve en función de la precipitación acumulativa mediante cuatro índices

Description of micro relief evolution as a function of cumulative rainfall using four indices

VIDAL VÁZQUEZ, E.[1]; PAZ GONZÁLEZ, A.[2] & MARIA, I.C.DE[3]

Abstract

Soil surface microtopography data sets were obtained for six different tillage practices, three primary treatments (moldboard plow, harrow, chisel plow) and three additional treatments consisting of two successive tillage operation (moldboard plow + disk, harrow + disk, chisel plow + disk). The study was conducted in Campinas (São Paulo, Brazil) on a bare soil, classified as Rhodic Ferralsol, (FAO). After initial characterization of soil surface roughness, soil microrelief was measured in three additional dates with increasing quantities of natural rain. On each study date two replicated plots were selected for each tillage practice and measurement date given a total of 48 data sets. Regression equations of four different roughness indices (RR= random roughness, LD= limiting difference, LS= limiting slope and T= tortuosity) versus cumulative rainfall were calculated, using lineal, quadratic and exponential functions. Irrespective of the used roughness index, a steep decrease of soil microrelief during the first stages of soil surface evolution was observed. In most of the tillage treatments RR and LD showed highest correlation coefficients with cumulative rainfall, but this rule could not be generalized. Also, the best fitted algorithm, lineal, quadratic or exponential depended on the treatment. In most of the study cases correlation coefficients were higher when using the square root of the cumulative rainfall than simple the cumulative rainfall. The microrelief decay by the action of cumulative rainfall was more important in the group of 24 treatments with primary tillage than in the remaining 24 treatments with two successive tillage operations.

Key words: microrelief, roughness indices, accumulative rainfall.

(1) Escuela Politécnica Superior de Lugo. Universidade de Santiago de C ompostela. Campus Universitario s/n. 27002 Lugo.
(2) Facultad de Ciencias. Universidade da Coruña. Campus de A Zapateira s/n. 15071 A Coruña.
(3) Centro de Solos e Recursos Agroambientais. Instituto Agronòmico de Campinas. Av. Barão de Itapura 1481, Caixa Postal 28,13001-970 Campinas-SP, Brasil.

INTRODUCCIÓN

Las labores agrícolas previas a la siembra de un cultivo modifican las características del suelo, afectando a algunas propiedades físicas del mismo como la capacidad de infiltración, resistencia mecánica, porosidad y rugosidad superficial. Además, el laboreo del suelo proporciona un adecuado lecho de siembra, facilita el crecimiento de las plantas y ayuda a controlar las malas hierbas.

El microrrelieve de la superficie del suelo está sometido a cambios bruscos originados por las operaciones agrícolas, en particular por el laboreo primario, de modo que siempre que se pasa un apero se modifican las condiciones de rugosidad; además, las características de la microtopografía están sujetas a una evolución más lenta como consecuencia del desmoronamiento progresivo inducido por la energía cinética de la precipitación. El impacto de las gotas de lluvia erosiona las unidades estructurales, agregados y terrones, y produce fragmentos que se depositan en las depresiones del microrrelieve. Durante la formación de la costra superficial el excedente del agua de lluvia tiende a disminuir la rugosidad ya que provoca la erosión de los agregados y terrones; sin embargo, tras lluvias intensas o prolongadas se produce una incisión en la superficie y se forman surcos que pueden provocar el aumento de la rugosidad.

Los estudios sobre evolución del microrrelieve en función de la precipitación han estado motivados por el interés en llevar a cabo una descripción de la rugosidad de la superficie en términos deterministas que hiciese posible la utilización posterior de la misma en el estudio de los procesos de escorrentía y erosión y en la simulación dinámica de los mismos (VIDAL VÁZQUEZ, 2002).

Por ello, el efecto de la precipitación sobre la microtopografía, en general, ha sido estudiado a partir de experiencias de campo y de laboratorio estableciendo relaciones entre la rugosidad evaluada con diferentes índices y la energía cinética y/o la cantidad acumulativa de la lluvia aplicada a la superficie del suelo (MITCHELL & JONES, 1976, 1978; DEXTER, 1977; COGO *et al.*, 1983; ZOBECK & ONSTAD, 1987; BERTUZZI *et al.*, 1990; HUANG & BRADFORD, 1992; LADO LIÑARES, 1999 y GOVERS *et al.*, 2000).

El objetivo de este trabajo es estudiar la evolución de cuatro índices de rugosidad en función de la precipitación y evaluar distintos tipos de dependencia a partir de ajustes de tipo lineal, exponencial y cuadrático.

MATERIAL Y MÉTODOS

En este trabajo se efectuaron un total de 48 medidas de rugosidad superficial en una parcela de cultivo situada en el Núcleo Experimental del Instituto Agronómico de Campinas - São Paulo, Brasil. El suelo está desarrollado sobre materiales de naturaleza basáltica y de textura arcillosa y se incluye dentro del grupo de los ferralsoles de acuerdo con la clasificación de la FAO. El periodo de la toma de datos en el campo comprendió desde septiembre hasta noviembre de 2000 (VIDAL VÁZQUEZ, 2002).

Se crearon, en la parcela experimental, distintos niveles de rugosidad utilizando diferentes aperos. Se efectuaron ocho medidas de rugosidad para cada uno de los seis tipos de laboreo o tratamientos diferentes: grade de disco, arado de disco, arado escarificador, grade de disco + grade niveladora, arado de disco + grade niveladora y arado escarificador + grade niveladora.

En la parcela se llevaron a cabo medidas de rugosidad secuenciales para distintos estadios de degradación con el objetivo de caracterizar la evolución del microrrelieve en función de la precipitación.

Para la obtención de los datos de altura de la superficie del suelo se empleó un rugosímetro de agujas junto con una técnica fotogramétrica que se basa en la mayor o menor distancia existente entre el extremo de cada aguja y una línea de referencia. El registro de los datos se efectuó mediante la toma de fotografías de los sucesivos perfiles y su tratamiento posterior mediante análisis de imagen. La red de muestreo utilizada fue de 135 x 135 cm con 55 perfiles por medida y una separación entre perfiles de 2,5 cm.

Previo al cálculo de los índices de microrrelieve se llevó a cabo una corrección o transformación de los datos originales de altura para eliminar el efecto de la pendiente de la parcela y las marcas del laboreo. Para ello se utilizó un método no determinista (CURRENCE & LOVELY, 1970) que consiste en restar a cada dato puntual de altura el efecto de la

columna y la fila en la que se encuentra según la siguiente expresión:

$$h'_{ij} = h_{ij} - (\overline{h._j} - \overline{h..}) - (\overline{h_i.} - \overline{h..}) - (\overline{h..})$$

donde

h'_{ij} = valor corregido del punto perteneciente a la fila *i* y la columna *j*

h_{ij} = valor original del punto perteneciente a la fila *i* y la columna *j*

$\overline{h._j}$ = media de los valores de todos los puntos de la columna *j*

$\overline{h._j}$ = media de los valores de todos los puntos de la fila *i*

$\overline{h..}$ = media de todos los puntos de la superficie

Posteriormente se calcularon los siguientes índices de rugosidad:

Rugosidad aleatoria, RR (ALLMARAS *et al.*, 1966; CURRENCE & LOVELY, 1970). Es el índice de rugosidad más frecuentemente utilizado. Se define como la desviación estándar de los datos de altura de acuerdo con la siguiente expresión:

$$RR = \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^{N} (Z_i - \overline{Z})^2}}{N}$$

donde

Z_i = altura en cada punto

$\overline{Z}$ = media de las alturas

N = número de puntos

El índice RR describe solamente el rango en la componente vertical de la rugosidad, es decir, la distribución de alturas, pero no proporciona una interpretación en términos físicos de la distribución espacial de las medidas de altura.

Diferencia límite, LD, y pendiente límite, LS, (LINDEN & VAN DOREN, 1986). Estos dos índices parten de una aproximación geoestadística y tienen en cuenta la organización espacial de la rugosidad. Se basan en el cálculo del semivariograma de primer orden de los datos de altura:

$$\Delta Z_h = \sum_{i=1}^{n} \frac{|Z_i - Z_{i+h}|}{n}$$

donde

Z_i = altura medida en cada punto

Z_{i+h} = alturas en puntos adyacentes separados por h

n = número de pares de datos que se comparan entre sí

El semivariograma de primer orden se ajusta a una función hiperbólica de acuerdo con la siguiente expresión:

$$\frac{1}{\Delta Z_h} = a + \frac{b}{\Delta X_h}$$

donde

ΔZ_h =diferencia media en valor absoluto de los datos puntuales de altura

ΔX_h =espaciado horizontal entre puntos

a; b = parámetros del ajuste

Los parámetros *a* y *b*, calculados mediante análisis de regresión, permiten definir los índices diferencia límite (LD) y pendiente límite (LS) como:

$$LD = \frac{1}{a} \quad \text{y} \quad LS = \frac{1}{b}$$

Estos índices proporcionan información acerca de la organización espacial del microrrelieve, poseen significado físico y buena sensibilidad a variaciones en la rugosidad.

Índice de tortuosidad, T: se define como la relación entre la longitud real del perfil (L_1) y la longitud de su proyección en el plano horizontal (L_0) (BOIFFIN, 1984). Se puede expresar mediante la siguiente ecuación:

$$T = \frac{L_1}{L_0}$$

La mayor parte de los estudios de evolución se refieren a la rugosidad aleatoria, RR, siendo menos frecuente el análisis de la degradación del microrrelieve en base a otros índices.

Para relacionar el nivel de rugosidad, evaluado mediante los diferentes índices anteriormente descritos, con la precipitación acumulativa, se usaron técnicas de regresión simple en las que la variable independiente es la precipitación acumulativa o la raíz cuadrada de la misma, y la variable dependiente son los diversos índices de rugosidad calculados.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La serie de datos de rugosidad de este trabajo se obtuvo en una sola parcela, lo que permite analizar la evolución de los índices de rugosidad en función de distintos tipos de laboreo para condiciones homogéneas de suelo y precipitación. En cada uno de los seis tipos de laboreo estudiados se midieron cuatro estadios de evolución y durante cada fecha de medida se efectuaron dos repeticiones para cada tratamiento.

En primer lugar cabe destacar la existencia de diferencias en cuando a las características microtopográficas entre las dos superficies medidas en una misma fecha. Esta importante variabilidad entre pares de superficies que representan un mismo estadio de evolución se debe a la heterogeneidad de las características de rugosidad entre las áreas en las que se llevan a cabo las medidas. Por tanto se comprueba que, en general, el laboreo del suelo determina unas condiciones de microrrelieve muy variables a la escala de estudio de este trabajo (1,35 x 1,35 m). Por otra parte hay que destacar que el hecho de utilizar un método destructivo impide efectuar las medidas de rugosidad de los sucesivos estadios evolutivos en la misma posición por lo que las diferencias de microrrelieve entre áreas de medida vecinas se enmascaran, en parte, debido a la variabilidad espacial de la rugosidad.

Como ejemplo de la evolución del microrrelieve, en la figura 1 se representa la evolución de la diferencia límite, LD, en función de la precipitación para diferentes tratamientos. Se comprueba que la cinética de evolución tiende a ser más rápida durante los primeros estadios y cuando se utilizan índices como LS y T se aprecia todavía con más claridad el rápido desmoronamiento del microrrelieve durante los primeros estadios de evolución. (VIDAL VÁZQUEZ, 2002).

En la tabla 1 se presentan los resultados del análisis de regresión entre índices de rugosidad y precipitación acumulativa. Los cálculos se efectuaron para cuatro índices diferentes, seis tipos de laboreo y dos modelos de ajuste, lineal y exponencial, ambos frente a la precipitación absoluta. Se eligieron estos dos tipos de ajuste por ser los más frecuentemente usados en la bibliografía.

Los resultados de la tabla 1 ponen de manifiesto una amplia gama de valores de los coeficientes de determinación entre los distintos índices y la precipitación. Las diferencias entre los coeficientes de determinación que se presentan en la tabla 1 dependen de cada uno de los índices pero también del tipo de laboreo, apreciándose, en general, un buen paralelismo entre los resultados del ajuste lineal y del ajuste exponencial. Si se parte de ocho datos, la relación entre un índice determinado y la precipitación acumulativa será significativa ($p>0,95$) para un valor de coeficiente de determinación $r^2 > 0,63$; en consecuencia, muchos de los ajustes de tipo lineal y exponencial que se presentan en la tabla 1 no son significativos ($p>0,95$).

En general, la rugosidad aleatoria, RR, y la pendiente límite, LD, son los índices que presentan coeficientes de determinación más elevados con la precipitación aunque se aprecian excepciones en algunos tratamientos como se discute posteriormente. Por el contrario, la pendiente límite, LS, es el índice que presenta correlaciones más débiles con la precipitación aunque también se aprecian excepciones en algún tratamiento. La tortuosidad, T, posee una gama de coeficientes de determinación que pueden ser muy diferentes.

Los coeficientes de determinación de la rugosidad aleatoria, RR, que se observan en la tabla 1, son siempre superiores a 0,51 excepto en el caso de laboreo con escarificador en donde el valor de r^2 no supera 0,18; paralelamente, los coeficientes de determinación de LD, superan siempre 0,62 excepto también tras laboreo con escarificador. Por el contrario, los coeficientes de determinación entre la pendiente límite, LS, y la precipitación son inferiores a 0,4 tras laboreo con grade y con escarificador y están comprendidos entre 0,4 y 0,63 tras laboreo con arado y grade + niveladora.

Los cálculos de las rectas de regresión entre

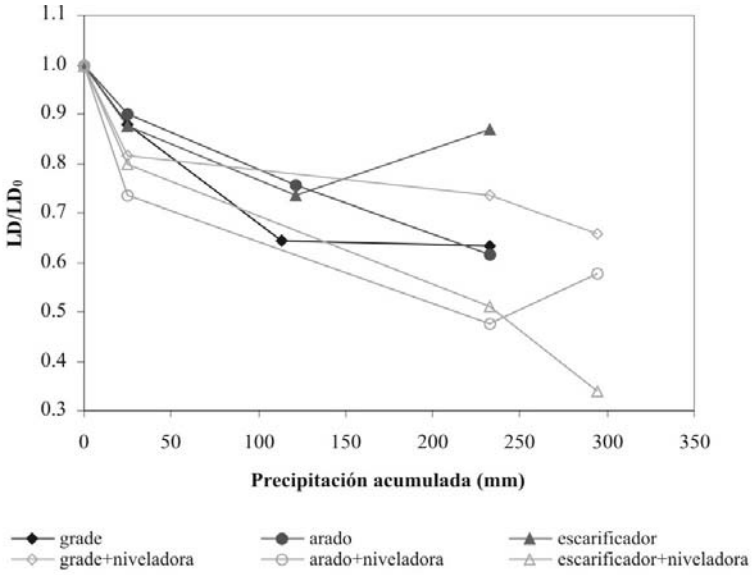


Fig. 1. Evolución del índice diferencia límite (LD) versus precipitación acumulada para seis tipos de laboreo.

valores de los índices RR, LD, LS y T y la precipitación acumulativa se repitieron teniendo en cuenta, esta vez, los datos medios para cada periodo de medida (n=4) en lugar de los 8 datos totales obtenidos para cada laboreo. Este segundo análisis de regresión se llevó a cabo para cuatro tipos de ajuste diferentes: lineal, cuadrático, exponencial frente a la precipitación absoluta y exponencial frente a la raíz cuadrada de la precipitación.

Los parámetros calculados por regresión y los coeficientes de determinación para el ajuste lineal y cuadrático se presentan en la tabla 2 y para los ajustes exponenciales (frente a p o frente a la raíz de p) se pueden apreciar en la tabla 3.

En primer lugar, comparando los ajustes lineales y exponenciales de la tabla 1 (n=8) con los de las tablas 2 y 3, se comprueba que, como cabe esperar, al tomar datos medios por fechas, en vez de los correspondientes a superficies individuales, los coeficientes de determinación aumentan siempre, si bien la magnitud de dicho incremento puede ser muy variable. Aunque los coeficientes de determinación sean superiores al tomar cuatro datos, hay que tener en cuenta que para determinar los límites de significación interviene tanto el valor absoluto del coeficiente de determinación r^2 como el número de datos; en este sentido, en general, el nivel de significación de los coeficientes de determinación para distintos tipos de ajuste es inferior si se consideran los datos medios (n=4) que los de superficies individuales (n=8).

De los resultados presentados en las tablas 2 y 3 se infiere que los tipos de ajuste que presentan mayor precisión son el exponencial frente a la raíz cuadrada de la precipitación y el polinómico de orden 2. En efecto, teniendo en cuenta las 24 rectas de regresión obtenidas para cuatro índices y seis tratamientos diferentes, se pone de manifiesto que los coeficientes de determinación son, en 12 casos, más elevados para el ajuste exponencial en función de , en 11 casos para el ajuste polinómico de orden 2 y sólo en un caso para el ajuste exponencial en función de la precipitación acumulada, p.

En la mayor parte de los tratamientos y tipos de ajuste considerados, los coeficientes de determinación de la rugosidad aleatoria, RR, y la diferencia límite, LD, son más elevados que los obtenidos para los restantes índices; una excepción la constituye el laboreo con escarificador, para el que los ajustes lineal y exponencial presentan coeficientes de determinación débiles para todos los índices; en este caso, al ajustar para RR y LD un polinomio de

Tipo de laboreo	Índice	Ajuste lineal	r^2	Ajuste exponencial	r^2
grade	RR	y= -0,0272x+16,188	0,730	$y= 16,1920e^{-0,0021x}$	0,734
	LD	y= -0,0295x+17,966	0,633	$y= 17,9070e^{-0,0020x}$	0,624
	LS	y= -0,0003x+0,088	0,342	$y= 0,0749e^{-0,0034x}$	0,326
	T	y= -0,0004x+1,119	0,471	$y= 1,1800e^{-0,0004x}$	0,476
arado	RR	y= -0,0318x+20,999	0,782	$y= 20,9490e^{-0,0018x}$	0,801
	LD	y= -0,0401x+24,761	0,884	$y= 24,8670e^{-0,0020x}$	0,903
	LS	y= -0,0004x+0,105	0,444	$y= 0,0917e^{-0,0048x}$	0,568
	T	y= -0,0007x+1,186	0,554	$y= 1,1841e^{-0,0006x}$	0,571
escarificador	RR	y= -0,0056x+10,219	0,172	$y= 10,1250e^{-0,0005x}$	0,164
	LD	y= -0,0062x+11,507	0,136	$y= 11,4600e^{-0,0006x}$	0,156
	LS	y= -0,0004x+0,114	0,297	$y= 0,0836e^{-0,0038x}$	0,250
	T	y= -0,0002x+1,081	0,313	$y= 1,0811e^{-0,0002x}$	0,311
grade + niveladora	RR	y= -0,0108x+11,236	0,612	$y= 11,2250e^{-0,0012x}$	0,594
	LD	y= -0,0113x+11,783	0,660	$y= 11,7280e^{-0,0011x}$	0,690
	LS	y= -0,0002x+0,092	0,433	$y= 0,0761e^{-0,0035x}$	0,507
	T	y= -0,0002x+1,071	0,490	$y= 1,0714e^{-0,0002x}$	0,496
arado + niveladora	RR	y= -0,0168x+12,924	0,519	$y= 12,7060e^{-0,0016x}$	0,533
	LD	y= -0,0205x+13,739	0,674	$y= 13,5680e^{-0,0019x}$	0,682
	LS	y= -0,0004x+0,135	0,368	$y= 0,1053e^{-0,0050x}$	0,636
	T	y= -0,0003x+1,107	0,559	$y= 1,1059e^{-0,0003x}$	0,573
escarif + niveladora	RR	y= -0,0202x+11,768	0,685	$y= 11,7890e^{-0,0025x}$	0,648
	LD	y= -0,0254x+12,186	0,841	$y= 12,3020e^{-0,0032x}$	0,861
	LS	y= -0,0002x+0,082	0,530	$y= 0,0700e^{-0,0034x}$	0,630
	T	y= -0,0002x+1,075	0,652	$y= 1,0753e^{-0,0002x}$	0,665

Tabla 1. Ecuaciones de regresión entre índices de rugosidad y precipitación acumulativa admitiendo modelos de evolución lineal y exponencial para seis tipos de laboreo (datos de superficies individuales, n=8).

orden 2 se obtienen coeficientes de determinación más elevados. Cuando la rugosidad inicial se crea mediante arado + niveladora las correlaciones de RR y LD con la precipitación son también poco importantes excepto cuando se ajusta un polinomio de orden 2.

Cuando se consideran los dos tipos de ajuste exponencial utilizados, los coeficientes de determinación son más elevados si se utiliza como variable dependiente la raíz cuadrada de la precipitación acumulativa en 22 de los 24 casos estudiados. Si la variable dependiente es la precipitación el coeficiente de determinación oscila entre 0,190 y 0,971 y si lo es la raíz cuadrada de la misma la gama de variación va de 0,428 a 0,997. Por tanto, la raíz cuadrada de p proporciona mejores ajustes.

Del análisis de las rectas de regresión se deduce que no se encontró un tipo de ajuste que pueda ser considerado superior a los restantes para un índice determinado. Esto puede ser atribuido a las diferencias acerca de la precisión del ajuste de un cierto índice para distintos tratamientos. El análisis de la

Tipo de laboreo	Índice	Ajuste lineal	r^2	Ajuste polinomial de orden 2	r^2
grade	RR	y= -0,0017x+0,993	0,887	$y= 8\ 10^{-6}x^2$-0,0036x+1,033	0,965
	LD	y= -0,0015x+0,930	0,786	$y= 1\ 10^{-5}x^2$-0,0046x+0,993	0,998
	LS	y= -0,0019x+0,661	0,345	$y= 3\ 10^{-5}x^2$-0,0097x+0,821	0,708
	T	y= -0,0003x+0,957	0,485	$y= 5\ 10^{-6}x^2$-0,0014x+0,980	0,832
arado	RR	y= -0,0014x+0,943	0,871	$y= 9\ 10^{-6}x^2$-0,0035x+0,984	0,990
	LD	y= -0,0016x+0,966	0,971	$y= 3\ 10^{-6}x^2$-0,0023x+0,982	0,987
	LS	y= -0,0023x+0,676	0,460	$y= 3\ 10^{-5}x^2$-0,0082x+0,798	0,654
	T	y= -0,0005x+0,940	0,564	$y= 5\ 10^{-6}x^2$-0,0017x+0,962	0,733
escarificador	RR	y= -0,0005x+0,884	0,211	$y= 1\ 10^{-5}x^2$-0,0033x+0,939	0,681
	LD	y= -0,0005x+0,915	0,229	$y= 1\ 10^{-5}x^2$-0,0039x+0,983	0,975
	LS	y= -0,0021x+0,605	0,310	$y= 3\ 10^{-5}x^2$-0,0089x+0,740	0,533
	T	y= -0,0002x+0,964	0,316	$y= 3\ 10^{-6}x^2$-0,0008x+0,976	0,524
grade + niveladora	RR	y= -0,0009x+0,970	0,961	$y= 3\ 10^{-6}x^2$-0,0019x+0,984	0,987
	LD	y= -0,0009x+0,923	0,791	$y= 3\ 10^{-6}x^2$-0,0016x+0,938	0,805
	LS	y= -0,0017x+0,665	0,442	$y= 2\ 10^{-5}x^2$-0,0072x+0,741	0,554
	T	y= -0,0002x+0,973	0,521	$y= 1\ 10^{-6}x^2$-0,0005x+0,978	0,590
arado + niveladora	RR	y= -0,0011x+0,858	0,595	$y= 2\ 10^{-5}x^2$-0,006x+0,926	0,885
	LD	y= -0,0013x+0,878	0,721	$y= 2\ 10^{-5}x^2$-0,0058x+0,940	0,934
	LS	y= -0,002x+0,660	0,513	$y= 2\ 10^{-5}x^2$-0,0081x+0,744	0,632
	T	y= -0,0003x+0,961	0,610	$y= 3\ 10^{-6}x^2$-0,0011x+0,972	0,730
escarif.+niveladora	RR	y= -0,0016x+0,946	0,952	$y= 7\ 10^{-6}x^2$-0,0037x+0,974	0,989
	LD	y= -0,0019x+0,929	0,947	$y= 6\ 10^{-7}x^2$-0,0021x+0,931	0,947
	LS	y= -0,0017x+0,722	0,536	$y= 2\ 10^{-5}x^2$-0,0061x+0,783	0,623
	T	y= -0,0002x+0,977	0,715	$y= 1\ 10^{-6}x^2$-0,0005x+0,982	0,764

Tabla 2. Ecuaciones de regresión entre índices de rugosidad y precipitación acumulativa admitiendo modelos de evolución lineal y polinomial de segundo orden para seis tipos de laboreo (datos medios de cada fecha, n=4).

relación entre distintos índices de rugosidad y la energía cinética acumulativa, (ELTZ & NORTON, 1997), puso de manifiesto que la rugosidad aleatoria, RR, se ajustaba mejor a un polinomio de orden 2 mientras que la tortuosidad, T, lo hacía a una función exponencial. Por otra parte, se encontró (ZOBECK & ONSTAD, 1987) una relación exponencial entre rugosidad aleatoria, RR, y precipitación acumulativa.

Dada la diversidad de resultados obtenidos para los diferentes tratamientos individuales también se llevó a cabo el análisis de regresión para los dos tipos de funciones que previamente resultaron más precisas: polinómicas de orden 2 y exponenciales frente a , partiendo ahora de dos niveles iniciales de rugosidad obtenidos con y sin pase adicional de niveladora; de este modo, el número de datos disponible de cada uno de los índices estudiado para la regresión con la precipitación es de 12. Estos resultados se presentan en la tabla 4.

Si se tienen en cuenta niveles de rugosidad creados por laboreo primario frente a los de aquellos

Tipo de laboreo	Índice	Ajuste exponencial (p)	r^2	Ajuste exponencial ($\sqrt{p}$)	r^2
grade	RR	$y= 0{,}995e^{-0{,}0021x}$	0,906	$y= 1{,}056e^{-0{,}0324x}$	0,898
	LD	$y= 0{,}926e^{-0{,}0019x}$	0,801	$y= 0{,}999e^{-0{,}0332x}$	0,929
	LS	$y= 0{,}558e^{-0{,}0034x}$	0,329	$y= 0{,}713e^{-0{,}0721x}$	0,603
	T	$y= 0{,}956e^{-0{,}0004x}$	0,490	$y= 0{,}977e^{-0{,}007x}$	0,755
arado	RR	$y= 0{,}943e^{-0{,}0018x}$	0,898	$y= 1{,}003e^{-0{,}0296x}$	0,985
	LD	$y= 0{,}972e^{-0{,}002x}$	0,988	$y= 1{,}027e^{-0{,}0313x}$	0,970
	LS	$y= 0{,}590e^{-0{,}0048x}$	0,574	$y= 0{,}752e^{-0{,}0892x}$	0,796
	T	$y= 0{,}938e^{-0{,}0006x}$	0,581	$y= 0{,}966e^{-0{,}011x}$	0,807
escarificador	RR	$y= 0{,}870e^{-0{,}0005x}$	0,196	$y= 0{,}919e^{-0{,}0126x}$	0,443
	LD	$y= 0{,}909e^{-0{,}0005x}$	0,209	$y= 0{,}951e^{-0{,}0124x}$	0,428
	LS	$y= 0{,}440e^{-0{,}0037x}$	0,248	$y= 0{,}583e^{-0{,}081x}$	0,474
	T	$y= 0{,}963e^{-0{,}0002x}$	0,315	$y= 0{,}976e^{-0{,}0041x}$	0,552
grade + niveladora	RR	$y= 0{,}971e^{-0{,}0011x}$	0,971	$y= 1{,}006e^{-0{,}0203x}$	0,997
	LD	$y= 0{,}921e^{-0{,}0011x}$	0,825	$y= 0{,}961e^{-0{,}0208x}$	0,916
	LS	$y= 0{,}551e^{-0{,}0035x}$	0,509	$y= 0{,}6721e^{-0{,}0735x}$	0,680
	T	$y= 0{,}973e^{-0{,}0002x}$	0,525	$y= 0{,}982e^{-0{,}0034x}$	0,696
arado + niveladora	RR	$y= 0{,}842e^{-0{,}0015x}$	0,604	$y= 0{,}911e^{-0{,}0311x}$	0,765
	LD	$y= 0{,}867e^{-0{,}0019x}$	0,734	$y= 0{,}940e^{-0{,}0361x}$	0,863
	LS	$y= 0{,}546e^{-0{,}0052x}$	0,691	$y= 0{,}699e^{-0{,}1038x}$	0,841
	T	$y= 0{,}960e^{-0{,}0003x}$	0,620	$y= 0{,}975e^{-0{,}0061x}$	0,792
escarif.+ niveladora	RR	$y= 0{,}948e^{-0{,}0023x}$	0,969	$y= 1{,}020e^{-0{,}0419x}$	0,992
	LD	$y= 0{,}944e^{-0{,}0032x}$	0,949	$y= 1{,}032e^{-0{,}0565x}$	0,931
	LS	$y= 0{,}657e^{-0{,}0034x}$	0,652	$y= 0{,}773e^{-0{,}0671x}$	0,801
	T	$y= 0{,}977e^{-0{,}0002x}$	0,724	$y= 0{,}986e^{-0{,}0043x}$	0,864

Tabla 3. Ecuaciones de regresión entre índices de rugosidad y precipitación acumulativa admitiendo modelos de evolución exponenciales para seis tipos de laboreo (datos medios de cada fecha, n=4).

tratamientos con un pase adicional de niveladora, se comprueba en la tabla 4, que los coeficientes de determinación de cada uno de los cuatro índices estudiados con la precipitación son más elevados en el segundo caso. La mayor dispersión de los índices de rugosidad frente a la precipitación para el conjunto de superficies obtenidas por laboreo primario puede ser atribuida a que en dicho grupo se incluye el laboreo con escarificador, que presenta correlaciones más débiles cuando se analiza cada tratamiento individualmente.

Por otra parte, los resultados del análisis de regresión presentados en la tabla 4 aportan nuevos elementos para analizar la precisión de los cuatro índices utilizados en la descripción del microrrelieve. En efecto, para el conjunto de superficies creadas por laboreo primario, los coeficientes de determinación de RR y LD son inferiores a 0,25. Por otra parte, el ajuste exponencial frente a es, excepto en un caso, más preciso que el ajuste mediante un polinomio de orden 2. Además, cuando se comparan los dos grupos de tratamientos, con y sin nivelado-

Tipo de laboreo	Índice	Ajuste polinomial de orden 2	r^2	Ajuste exponencial ($\sqrt{p}$)	r^2
sin niveladora	RR	y= -0,0215x+15,803	0,221	$y= 15,985e^{-0,0248x}$	0,232
	LD	y= -0,0252x+18,076	0,212	$y= 18,242e^{-0,0256x}$	0,226
	LS	y= -0,003x+0,103	0,347	$y= 0,108e^{-0,0808x}$	0,601
	T	y= -0,0004x+1,1292	0,363	$y= 1,151e^{-0,0074x}$	0,561
con niveladora	RR	y= -0,016x+11,976	0,689	$y= 12,66e^{-0,0311x}$	0,770
	LD	y= -0,0191x+12,570	0,688	$y= 13,467e^{-0,0378x}$	0,683
	LS	y= -0,003x+0,103	0,435	$y= 0,106e^{-0,0815x}$	0,747
	T	y= -0,0002x+1,085	0,559	$y= 1,097e^{-0,046x}$	0,721

Tabla 4. Ecuaciones de regresión entre los índices de rugosidad estudiados y la precipitación acumulativa admitiendo modelos de evolución polinomial de segundo orden y exponencial para los dos tipos de laboreo (n=12).

ra, el índice más preciso resultó ser la rugosidad aleatoria, RR, de los tratamientos con pase adicional de niveladora ajustada mediante una función exponencial frente a presentando un coeficiente de determinación $r^2 = 0,77$.

Para comparar entre sí diferentes tratamientos resulta más adecuado emplear valores relativos de los índices tomando como referencia la superficie inicial en vez de los valores absolutos de los mismos. Por ello, a continuación, se comparan los valores de rugosidad aleatoria (RR) para una precipitación dada normalizados frente a la rugosidad inicial (RR_0), es decir, la relación RR/RR_0. En los tres casos en los que el microrrelieve inicial se originó mediante una sola operación de laboreo, sin pase adicional de niveladora, la relación RR/RR_0 tras 24,4 mm de precipitación osciló entre 0,783 y 0,998 y tras 232,8 mm de precipitación osciló entre 0,64 y 0,82. Cuando la rugosidad inicial se originó por dos operaciones sucesivas, laboreo primario y un pase adicional de niveladora, la relación RR/RR_0, osciló entre 0,52 y 0,70 tras 24,4 mm de precipitación y entre 0,50 y 0,73 tras 232,8 mm de precipitación (VIDAL VÁZQUEZ, 2002).

Dada la elevada dispersión de la relación RR/RR_0 en función del tipo de laboreo, conviene comparar los datos experimentales con los proporcionados por el modelo de ZOBECK y ONSTAD (1987). Para una precipitación acumulativa de 24,4 mm el modelo de ZOBECK y ONSTAD predice una relación RR/RR_0 de 0,84, siendo la cifra correspondiente a una precipitación acumulativa de 232,8 mm de 0,54. La media de la relación RR/RR_0 en los tres tratamientos sin niveladora obtenida experimentalmente fue de 0,90 y 0,69 tras 24,4 y 232,8 mm de precipitación respectivamente; por lo tanto, la velocidad de evolución de las superficies estudiadas en ausencia del pase de niveladora es más lenta que la que predice el modelo de ZOBECK y ONSTAD (1987). Si se consideran los datos medios de los tres tratamientos en los que se efectuó un pase adicional de niveladora tras el laboreo primario, la relación RR/RR_0 es de 0,82 y 0,57 respectivamente tras 24,4 y 232,8 mm de precipitación; estos resultados son relativamente próximos a los que predice el modelo de ZOBECK y ONSTAD (1987) si bien los valores estimados indican una velocidad de evolución un poco superior a la medida experimentalmente para 24,4 mm y un poco inferior a la medida para 232,8 mm.

A partir de los datos obtenidos en la experiencia objeto de este trabajo, se pone de manifiesto, por lo tanto, la influencia del laboreo del suelo en la velocidad de evolución del microrrelieve bajo la acción del agua de lluvia. Las referencias encontradas en la bibliografía acerca de la incidencia del uso del suelo en la evolución de la rugosidad son escasas pero concuerdan con los resultados de las experiencias de Campinas-Brasil en el sentido de que el tipo de laboreo puede determinar grandes diferencias en cuanto a la velocidad de evolución del microrrelieve. Así, por ejemplo, JOHNSON *et al.* (1979) estudiaron, bajo simulador de lluvia, la evolución de

un suelo franco limoso con tres niveles iniciales de rugosidad, obteniendo velocidades de evolución que diferían por un factor del orden de dos. También KAINZ *et al.* (1992) estudiaron la evolución de la rugosidad bajo lluvia simulada y a partir de los datos experimentales evaluaron un parámetro denominado susceptibilidad a la degradación, k', que mide el descenso de la rugosidad, es decir, la velocidad de evolución. El parámetro k' osciló entre 0,4 y 1,1 $m/kJ^{0,5}$, es decir, las diferencias en la velocidad de evolución pueden diferir por un factor próximo a tres.

CONCLUSIONES

La cinética de evolución del microrrelieve de un ferralsol tras seis tipos de laboreo que originaron una amplia gama de niveles de rugosidad se caracterizó por la rápida degradación observada durante los primeros estadios.

No se pudo generalizar un solo tipo de ecuación para describir la evolución de la rugosidad en los seis tipos de laboreo estudiados, de modo que dependiendo de cada tratamiento y del índice de rugosidad considerado, la cinética que mejor se ajustaba variaba aunque, en general, las expresiones polinómicas de orden dos y exponenciales frente a la raíz de la precipitación proporcionaron mejores resultados.

Se pudo comprobar la influencia del tipo de laboreo en la cinética de degradación de la superficie del suelo de modo que en los tratamientos con laboreo primario la rugosidad aleatoria (RR) variaba más lentamente que en aquellos con un pase adicional de niveladora.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue realizado, en parte, en el marco del Convenio Hispano-Brasileño de código PHB2003-013-PC.

Recibido:10/4/2005
Aceptado:20/6/2005

BIBLIOGRAFÍA

ALLMARAS, R.R.; BURWELL, R.E.; LARSON, W.E. & HOLT, R.F. (1966). Total porosity and random roughness of the interrow zone as influenced by tillage. *USA Conservation Research Report,* 7: 1-14.

BERTUZZI, P.; RAUWS, G. & COURAULT, D. (1990). Testing roughness indices to estimate soil surface roughness changes due to simulated rainfall. *Soil & Tillage Research,* 17: 87-99.

BOIFFIN, J. (1984). *La dégradation structurale des couches superficielles du sol sous l'action des pluies*. Thèse Docteur Ingénieur. Paris INA-PG.

COGO, N.P.; MOLDENHAUER, W.C. & FOSTER, G.R. (1983). Effect of crop residue, tillage-induced roughness and runoff velocity on size distribution of eroded soil aggregates. *Soil Science Society of America Journal,* 47: 1005-1008.

CURRENCE, H.D. & LOVELY, W.G. (1970). The analysis of soil surface roughness. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineering,* 13: 710-714.

DEXTER, A.R. (1977). Effect of rainfall on the surface micro-relief of tilled soils. *Journal of Terramechanics*, 14 (1): 11-22.

ELTZ, F.L.F. & NORTON, L.D. (1997). Surface roughness changes as affected by rainfall erosivity, tillage and canopy cover. *Soil Science Society of America Journal,* 61: 1746-1755.

GOVERS, G.; TAKKEN, I. & HELMING, K. (2000). Soil roughness and overland flow. *Agronomie,* 20: 131-146.

HUANG, C. & BRADFORD, J.M. (1992). Application of a laser scanner to quantify soil microtopography. *Soil Science Society of America Journal,* 56: 14-21.

JOHNSON, C.B.; MANNERING, J.V. & MOLDENHAUER W.C. (1979). Influence of surface roughness and clod size and stability on soil and water losses. *Soil Science Society of America Journal,* 43: 772-777.

KAINZ, M.; AUERSWALD, K. & VÖHRINGER, R. (1992). Comparison of German and Swiss rainfall simulators – utility, labour demand and costs. *Zeitschrift für Plfanzenernährung und Bodenkunde*, 155: 7-11.

LADO LIÑARES, M. (1999). *Cuantificación de la rugosidad orientada y aleatoria mediante índices y su relación con la degradación del microrrelieve del suelo y el almacenamiento temporal de agua*. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias. Universidade da Coruña. 265 pp.

LINDEN, D.R. & VAN DOREN Jr., D.M. (1986). Parameters for characterizing tillage-induced soil surface roughness. *Soil Science Society of America Journal,* 50: 1560-1565.

MITCHELL, J.K. & JONES JR., B.A. (1976). Micro-relief surface depression storage: analysis of models to describe the depth-storage function. *Water Resources Bulletin,* 12: 1205-1222.

MITCHELL, J.K. & JONES JR., B.A. (1978). Micro-relief surface depression storage: changes during rainfall events and their application to rainfall-runoff models. *Water Resources Bulletin,* 14: 777-802.

VIDAL VÁZQUEZ, E. (2002). *Influencia de la precipitación y el laboreo en la rugosidad del suelo y la retención de agua en microdepresiones*. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias. Universidade da Coruña. 430 pp.

ZOBECK, T.M. & ONSTAD, C.A. (1987). Tillage and rainfall effects on random roughness: a review. *Soil & Tillage Research,* 9: 1-20.

Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe
Coruña. 2005. Vol. 30, pp. 193-212

ISSN: 0213-4497

The Cave-Complex "A Touba do Brión – Cobreiras" cavernous weathering related to mass wasting downward sheeting planes.

La alteración del complejo de cuevas A Touba do Brión-Cobreiras relacionado con movimientos de masas según planos de exfoliación.

VAQUEIRO RODRÍGUEZ, M.[1]

Abstract

The studied area is located in Vincios, Gondomar council, in the western side of the Serra do Galiñeiro Mountains, in the southwestern part of the Pontevedra province (Spain). The present paper studies the genesis and evolution of the Touba do Brión cave, a granitic structure developed by a mass wasting - sheeting slide in the upper part of a deeply incised, water-carrying gorge, named Cobreiras, a tributary gorge of the Estocas - Zamáns river, falling down between the paleo-levels A6 and B1. This complex is a multi-stage cave that encloses several important weathering caves structured into sheeting - wasting planes. Non-mylonitic or breccia infillings were found among sheets but local cavernous weathering may be related to shearing structures.

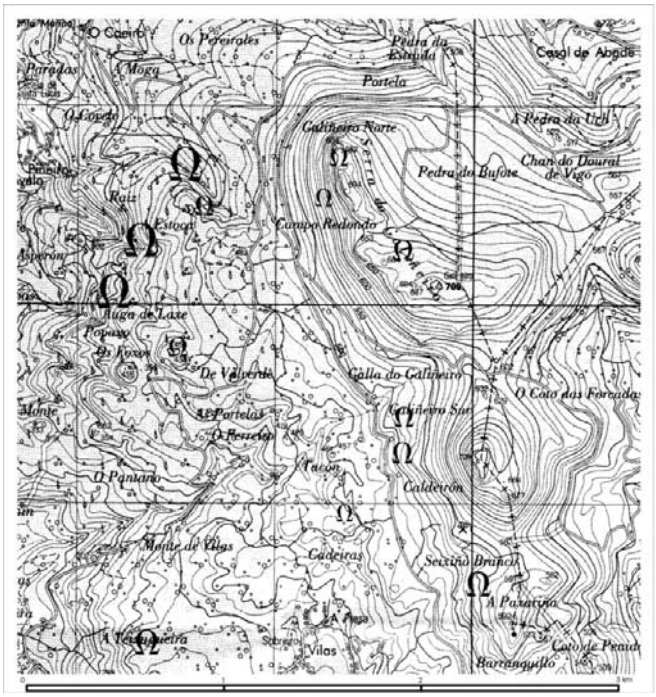
Key words: Mass wasting, cavernous weathering, weathering caves, fissure cave, granitic karst.

(1) Clube Espeleolóxico Maúxo. Manuel de Castro 8 3ªD. 36210 Vigo (Pontevedra). mauxo@mauxo.com

INTRODUCTION

The studied area is located in Vincios, Gondomar council, in the western of the Serra do Galiñeiro Mountains, in the south-west part of the Pontevedra province. (Fig.1).

The *Touba do Bríon* cave, UTM (X,Y) = (523289, 4665343) a granitic structure developed helped by a big rock displacement (a sheet slide), and it is located in the upper part of a deeply incised, water-carrying gorge, named *Cobreiras*, a tributary gorge of the *Estocas-Zamáns* river, falling down between the paleo-surfaces A6 and B1. Several caves in the western part of the Galiñeiro Mountains are located between 450 and 350 m.a.s.l. (levels A6 and B1) (see Figs1 and 2).



GRANITICAL CAVES AND SYSTEMS
IN THE WESTERN SIDE OF
SERRA DO GALIÑEIRO MOUNTAINS
GALIÑEIRO PEAK: UTM(X,Y,Z): (524845,4665088,705)

Fig.1. Location

REFERENCES AND TERMINOLOGY

From 1998 CEM is using the genetic classification criteria of some non-karstic caves (STRIEBEL, 1996). This criterion has been adapted to the features observed at the Galician pseudokarstic granitic areas (CEM, 1998). Terms proposed by VIDAL ROMANI (1989) are included too.

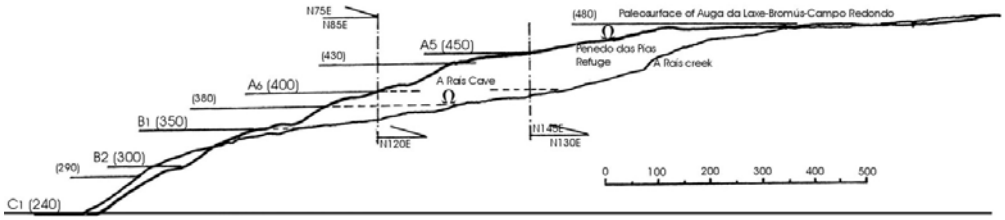
The karst terminology (FIELD, 1999) is used in accordance with similar morphologies and structures. Similar form does not imply similar genesis.

The designation for the different paleo-surface and levels is used in accordance with previous works (PAGÉS & VIDAL ROMANÍ, 1997).

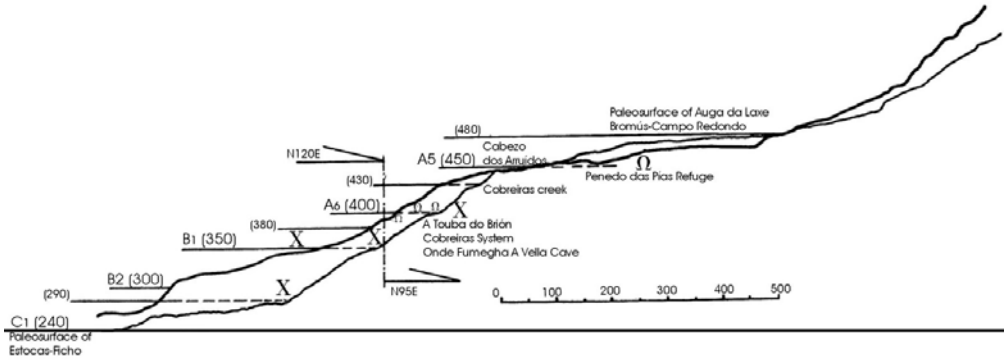
GEOLOGICAL SETTINGS

The *Zamáns* riversides, in the western part of the *Serra do Galiñeiro* Mountain, is a two-mica granite (FLOOR, 1966).

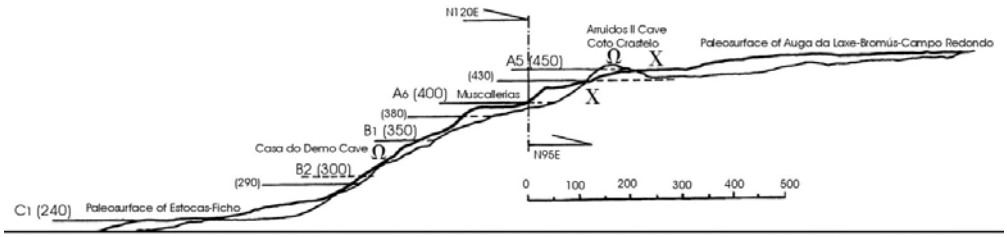
Even though this paper describes the genesis and evolution of *Touba do Brion* Cave, we considered useful to describe the main morphological



A. Profiles in *A Raís* creek



B. Profiles in *Cobreiras* creek



C. Profiles in *Muscallerias* creek

Fig.2. Sequence of stepped paleo-surfaces in the tributaries creeks where main caves are located. W: Cave or refuge. C: Quarry.

Fig. 3. Level A5: Campo Redondo-Auga da Laxe-Bromús.

Fig. 4. Transition zone between level A5 and A6: Seasonal lacustrine wells feed the Cobreiras Creek. Image made around the Touba do Bríon-Cobreiras head creek.

exokarstic features, which therefore are correlated with the western riverside evolution of the *Zamáns* river.

The western area of these mountains is a stepped area, developed from an old surface which has a mean altitude of 420 m.a.s.l. This surface can be correlated with the *Fundamental Surface of Galicia*.

Several steps and plains related to the incision of the middle part of the *Zamáns* river have been located and correlated with the levels defined in the western extent of the *Fundamental Surface of Galicia* (PAGÉS & VIDAL, 1997) (Fig.2 a-c).

The *Serra do Galiñeiro* Mountain is a riebeckite gneiss residual located on the Fundamental Surface of Galicia.

The main geomorphological elements in the *Fundamental Surface* (FS) are the residual reliefs: domes and tors between levels A6-A5 and A5-B1, and the lateral stepped creeks cutting across the several flats of the sequence of paleo-surfaces that form the FS.

There are several levels/flats derived from the degradation of the FS (B1, B2 and C1) being A6 and B1 the less developed.

In general, residual reliefs are dome or castle-kopje forms, which correspond to the remains of a previous surface.

Several caves are related to this residual relief. Generally, they are structural caves, tafoni caves, and other small endokarstic forms.

The best preserved paleosurfaces are A5 and C1 locally covered by sedimentary sequences and water

accumulates over them temporarily. The stratigraphic sequences on A5 (Fig.5) are as follows:

O (A00) solum: Ash-grey colour.

A solum: Humic level. Many quartz fragments. *Bronze Age* ceramic beds have been located in this solum.

B soil: Colluvial beds, mainly heterometric quartz pebbles (polished but not eroded) cemented with residual clay and quartz sand. Colluvial solums are bedding directly over a granitic grus facie. Many Paleolithic beds from *Achelense Age* have been located in solum Bu1.

C soil: Granitic grus facies.

The caves located on these surfaces are related to the residual reliefs. They are of two types: tafoni and block caves.

The caves located on C1 level are tafoni forms (there exists a possible relation between the development of these caves and the mylonitic infillings of the sheet structure in the domes) .

The caves located on A5 level are block caves produced by tor or dome removal (block dislocation). Other minor weathering forms are gnamma type.

Neolithic and Bronze Age activities are related to the two types of caves.

CAVES RELATED TO ROCK MASS WASTING

There are three caves related to a rock mass movement in the eastern side of Zamáns river. From North to South they are:

A Raís Cave. (Figs 15 C and D). UTM(X,Y) = (523558, 4665658)

A Touba do Brión - Cobreiras Complex: In these mass-wasting there are three well differentiated structures: *Onde Fumegha A Vella* Cave; *A Touba do Brión* Cave UTM(X,Y) = (523289, 4665343); and *Cobreiras* System, UTM(X,Y) = (523299, 4665290).

A Casa do Demo Cave. (Figs.15 A and B) . UTM(X,Y) = (523260, 4665040)

The caves of *A Raís*, *Cobreiras* System and *A Casa do Demo* are *Boulder fragment caves or Erosion Boulder Caves*.

They are an important combinational type of boulder cave and erosion cave: "If a rock slide occurs within a narrow, water-carrying gorge, the creek is first blocked by boulders. It erodes these boulders by finding a new way and forms water-carrying cavities and caves. Later there may occur further rock slides caused by continued erosion." (STRIEBEL, 1996).

Onde Fumegha A Vella Cave is a small cavity developed by blocks dislocation during a rockslide, in the middle part of a steep seasonal waterfall. This cave consists in several blocks hanging down over the scarp on a middle step. It only has an etnographic value.

The biggest rockslide is in *Cobreiras* creek (Figs 6 and 7.A). Here, there are two sets of fractures: N120ºE-N140ºE, aligned with the tributaries creek, and N45ºE-N50ºE aligned with the main river. Transition steps between levels are N45ºE-N50ºE steps.

The rockslide is a displacement started out from N140ºE-N150ºE fault (fault scarp: See Figs 6 and 7) in which a mass of rock breaks away along a pre-existing surface and rotates more or less downslope. Here, the pre-existing plane is the curved surface of the local anticlinal sheet structure.

Cave surveys and local ortho-images indicate a rotation where tors were fanned out to the west. There were two slides directions downslope: to the tributary creek and to the steps that defines the paleo-surface succession.

Note that mass wasting is not homogeneous. There are many castle-kopje wasted relatively intact downslope, and there is debris and block slides, falls and topples. These differences may be caused by N45ºE-N50ºE fault set.

A TOUBA DO BRION COMPLEX

Cave description

The cave is located at the north side of the *Cobreiras* creek, (south of *Cabezo dos Arruidos*). It is a well defined anticlinal sheet structure with pseudo-foliation vertically dipping on the sides of the dome.

The cave is a multi-stage (polyphasic) cave. The present structure is a combination of several features developed in the different stages.

A Touba do Brión complex encloses two fans of fissures with west rotation.: *A Ghrencha do Brión* or Western trench, and the Eastern trench. The first one is 18 m deep.

Fig.5. Stratigraphic profiles on A5 surface

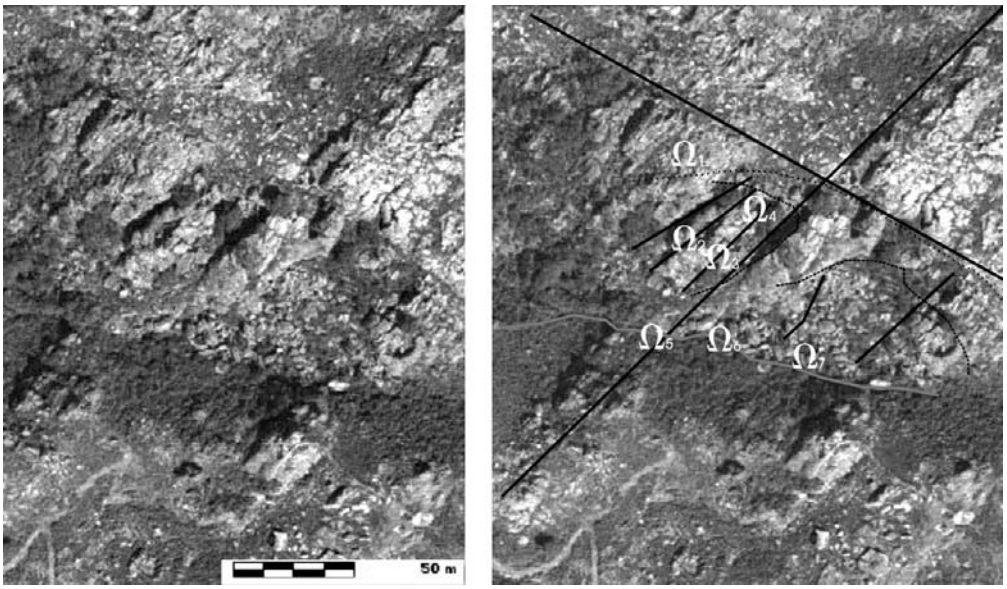


Fig. 6. Unprocessed and processed orthoimages of Cobreiras creek. Main fractures and displacement directions are marked. Cave locations are indicated: W1: Onde Fumegha a Vella Cave; A Touba do Bríon Complex: W2: A Ghrencha do Bríon - Western trench, W3: Eastern Trench, and W4: A Mina do Bríon - Main Shinkhole down fault scarp; W5: Cobreiras III; W6: Cobreiras II - Down the talus; W7: Cobreiras I

A Touba do Bríon is a castle-kopje between the trenches. Many caves have been developed around this castle, but the complex of caves encloses other minor geomorphological features:

The landslide structures: Head and main sinkhole, named *A Mina do Bríon*, main escarpment and fault scarp. The main sinkhole is like a circus dip, defined by main fault scarp and by fissures and tor scarps. An important part of the local surface water is drained into this structure.

The fissure cave named *A Ghrencha do Brion*, produced by the castle-kopje movements during slide.

Tafoni caves related to rock disintegration in the sheet boundaries during the displacement. Locally, these weathering forms are named "lapas".

Several types of boulder and block-crack caves. These structures are related to the different stages of evolution of each subtype of cave.

There have been surveyed about 152 m of "galleries" and structures around the castle-kopje.

Each trench has a particular morphology. So, western trench has several well-developed lapas located in the central tor dipping 50º S. Polygonal cracking is located at the first half of the wall at the top of these lapas and is directly related to the sheet surfaces (Fig.9-D). Moreover, at the top of the fissure there are hanging boulders and blocks. Climbing this boulder structure the main sinkhole is reached.

The eastern trench is more open than the western one and it is not considered as a fissure cave. The main geomorphological features are block and boulder caves, and a subhorizontal lapa. Many block caves may be produced by old collapsed lapas dipping 50º S.

The bottom of subvertical lapas is filled with soil, biogenic detritus and clastic infillings from cavernous weathering composed by granitic heterometric fragments without apparent order.

Organic complex speleothemes, caolinite speleothemes and opal-A stalactites (fractal stalactites) have been found.

The *Mina do Bríon* is the main exokarstic drainage area, formed by collapsed blocks and boulders covering the narrow part of the western

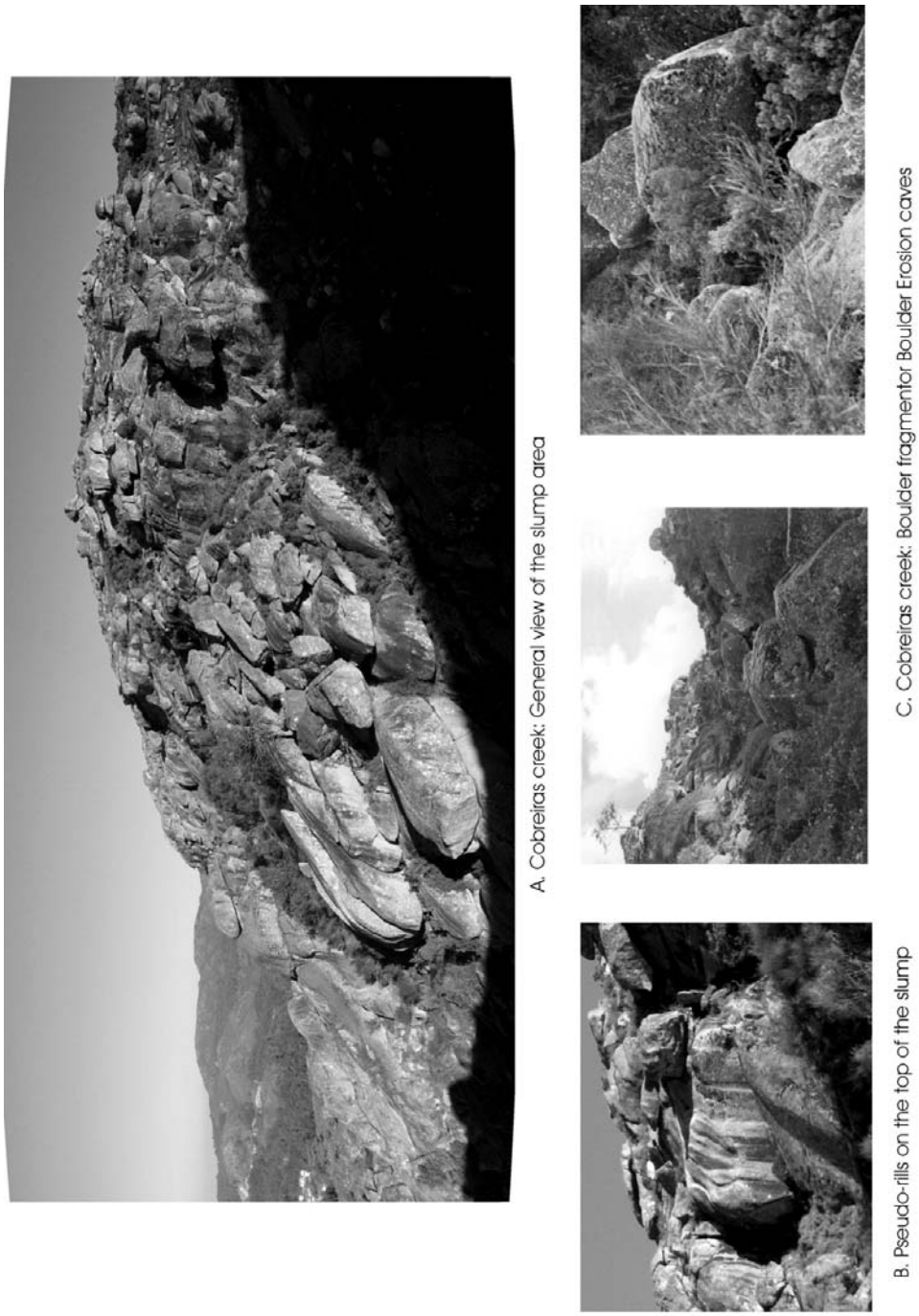

A. Cobreiras creek: General view of the slump area
B. Pseudo-rills on the top of the slump
C. Cobreiras creek: Boulder fragmentor Boulder Erosion caves

Fig.7. The head of the *Cobreiras* Creek. At the left it can be observed the fault scarp in which rock slide may have come from.

trench. The trench is collapsed too in the upper area, and filled with rounded blocks.

Cave genesis and evolution

A Touba do Brion complex is a multi-stage structure. The proposed genesis is described below with different stages:

1. Rock-slide: The first stage:

The basic complex structure is produced by downward rock displacement, a slide of the anticli-

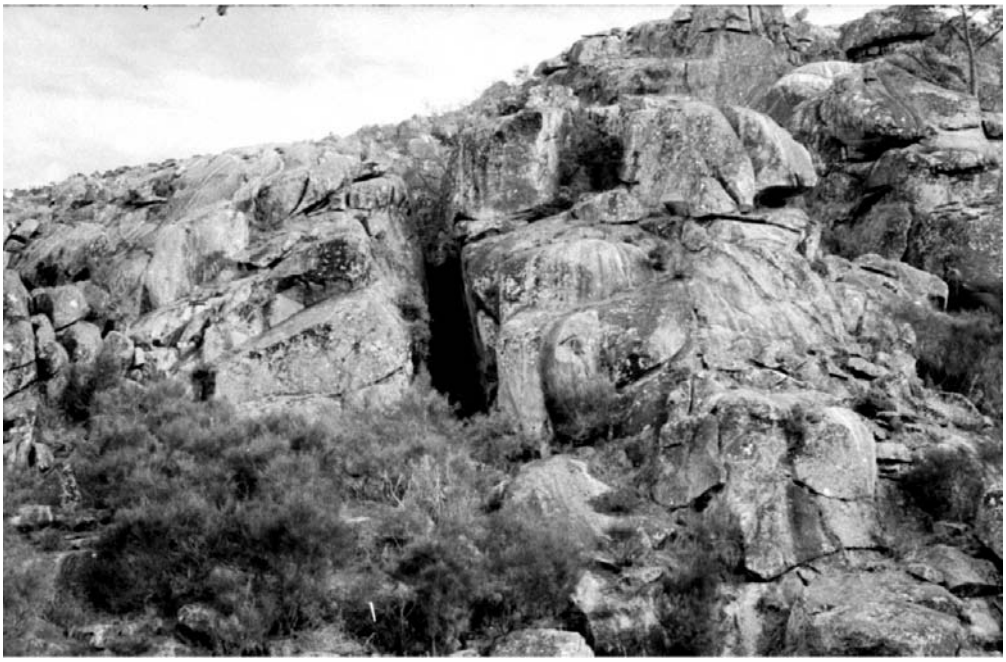


Fig. 8. The western trench, named "A Ghrencha do Bríon" is an open fissure 18 m of height.

nal sheet structure according to one or more sheet planes turned to the west. Some sheets are preserved intact after movement.

The rock slide is a deep slide from the N140ºE-N150ºE normal fault, cutting the sheet structure of *Cabezo dos Arruidos*, and is aligned with the *Cobreiras* creek.

The movement is roughly parallel to the dipping of sheet structure planes.

2. Consequent morphologies: The second stage:

Consequently, the rock slide produces:

Removal of castle-kopje, opening wide fissures and trenches like *A Ghrencha do Brion*.

Blocks falling down on the creek cover the front of the slide defining the different types of caves.

Toppling affects the blocks on slope face (N140ºE-N150ºE set).

Mass displacement only produces block caves in the talus and fissure caves in the scarp.

2. Residual morphologies: The present stage:

This stage corresponds to the generation of the last morphologies: block and boulder caves caused by collapses and rock falling from the steep slope.

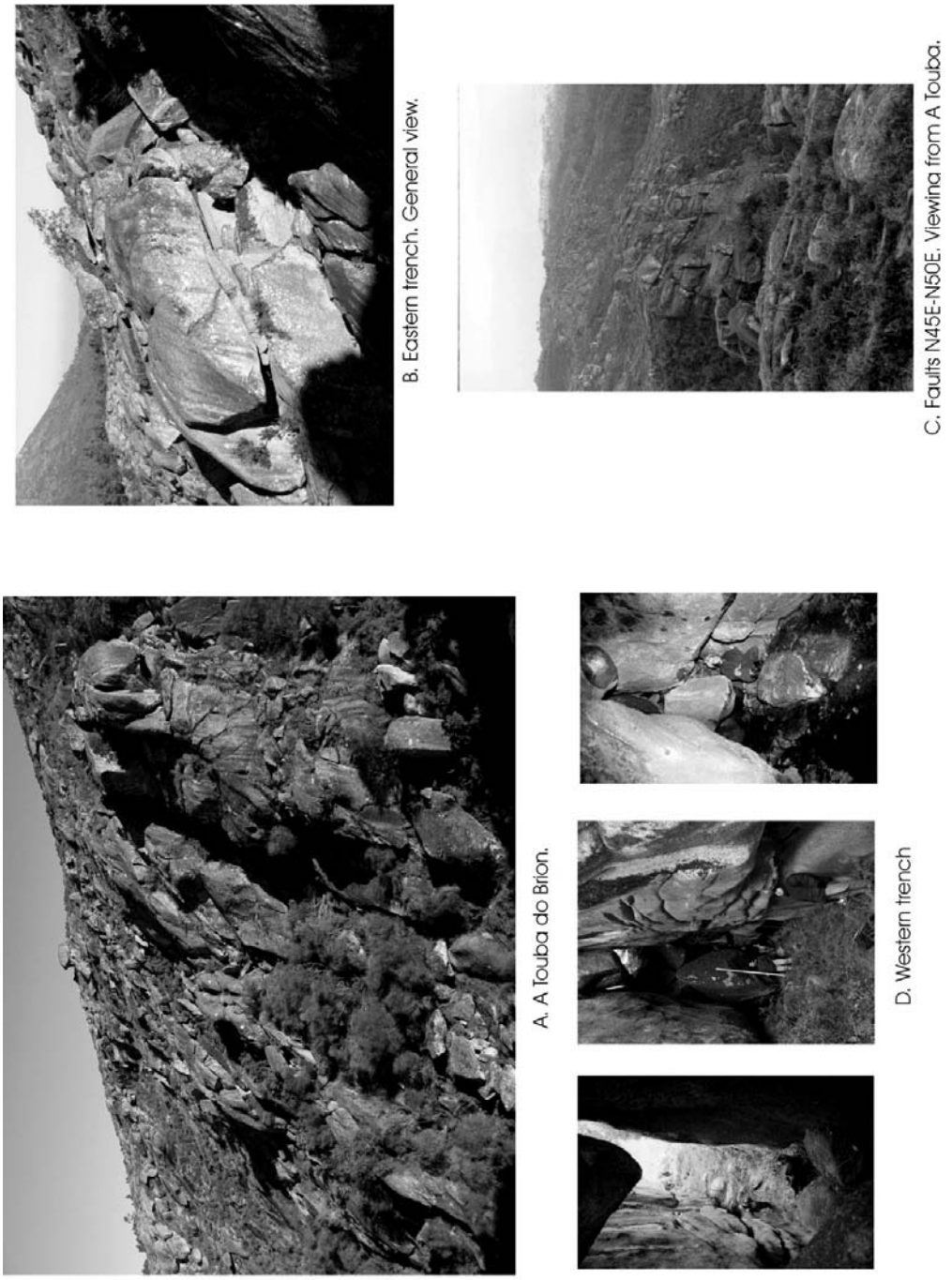


Fig.9. *A Touba do Brión.*

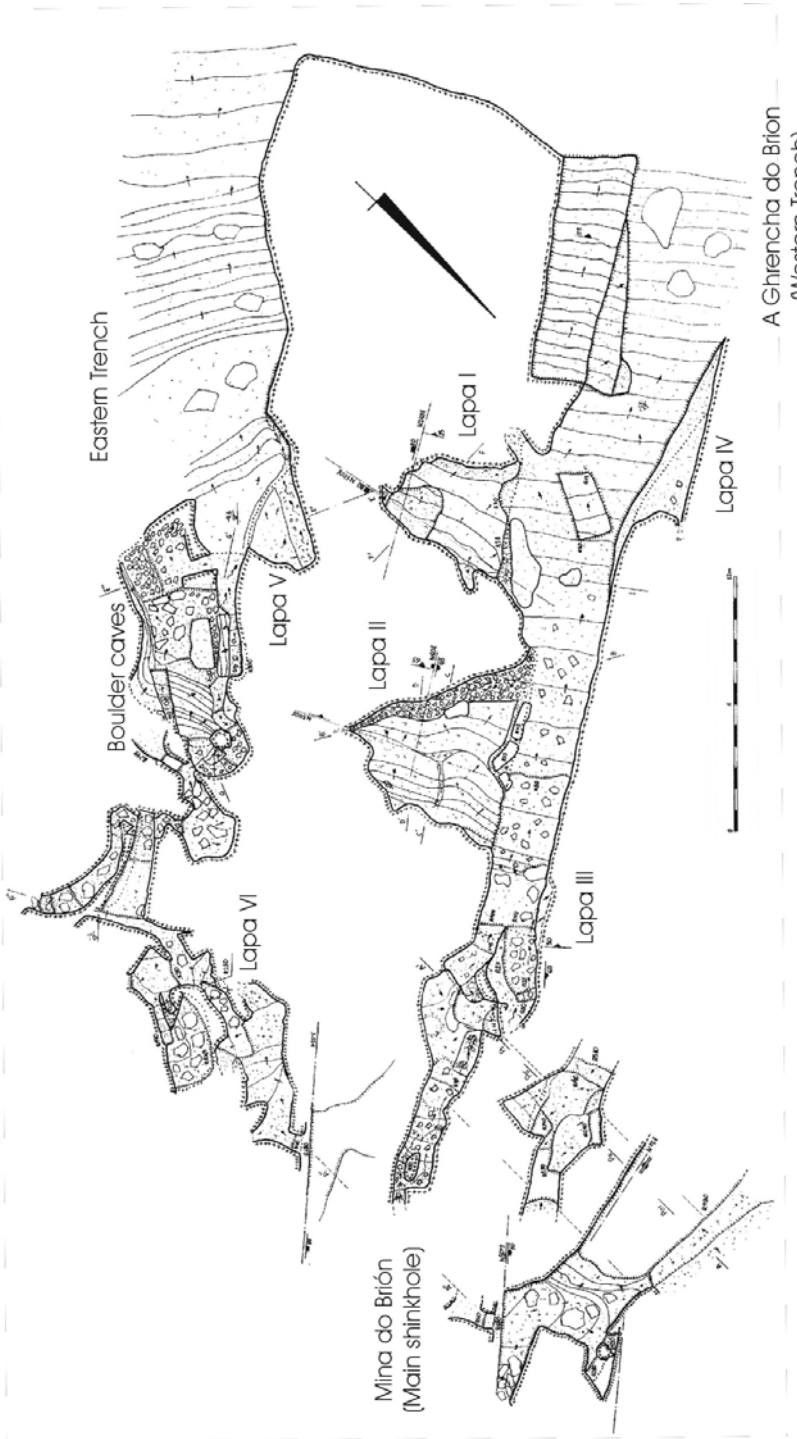


Fig.10. ***A Touba do Brión*** **– Pant view.**

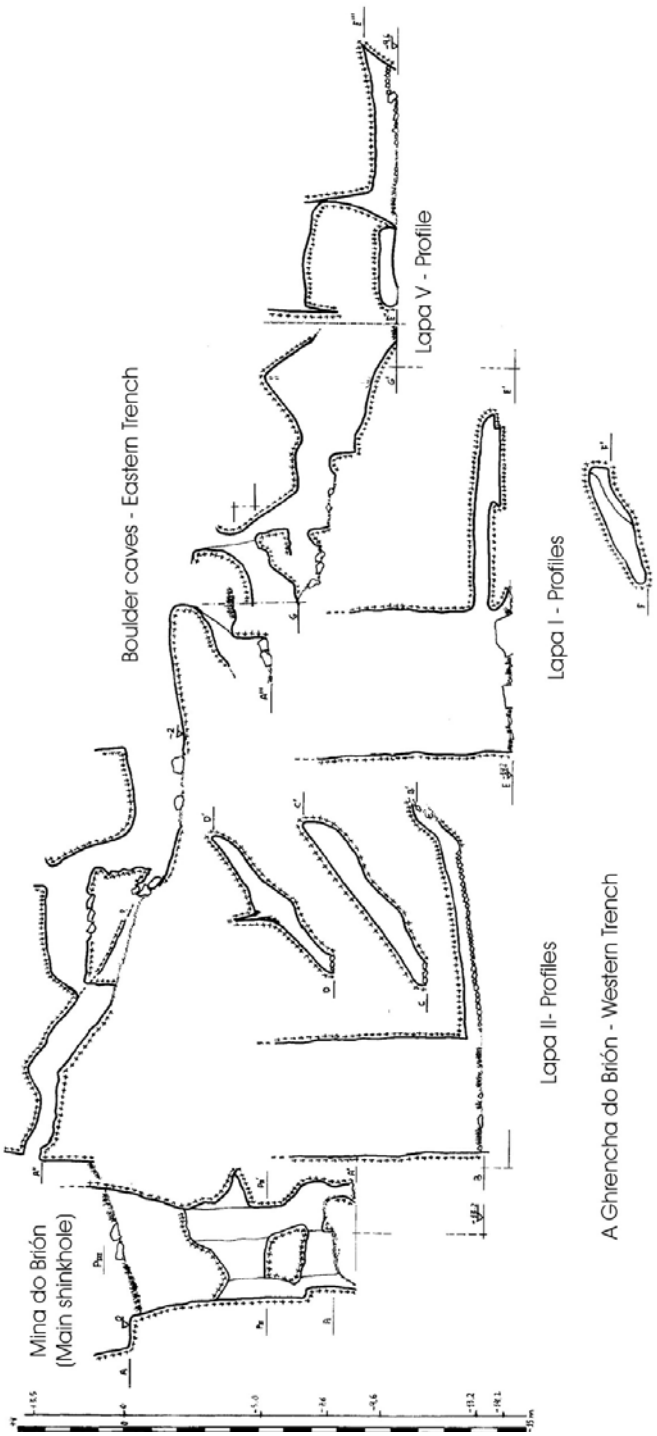

Mina do Brión
(Main shinkhole)
Boulder caves - Eastern Trench
Lapa V - Profile
Lapa I - Profiles
Lapa II- Profiles
A Ghrencha do Brión - Western Trench

Fig.11. ***A Touba do Brión*** **– Profiles , sections and auxiliary views.**

Fig. 12. Western trench. The lapas start in the sheet boundaries and progress into the sides of the trenches.

Cavernous weathering in the Touba-Cobreiras complex

The lapas formation starts in the sheet boundaries and progress into the sides of the trenches. These caves develop parallel to the anticlinal sheet structure and are considered as consequent endokarstic forms derived from rock slide.

There are very dipping planes. Mean dip angle is about 50º S (fig.13, and surveys in Figs 10 and 11).

Rockslides generate relatively thin sheets of rock that are broken into smaller blocks as they migrate downslope. No mylonitic or breccia bands have been found.

All weathering forms are developed parallel to the slide planes due to the differential movement among sheets where the rock rock is probably weakened by shearing.

Lapa I contains the only endokarstic gnamma of the area. It is a pan developed parallel to the sheet structure. (Fig. 13.B).

Down the talus, it can be observed many imbricated sheets.

Endokarst drainage (coming down from *Touba do Brión*) is running into the sheet boundaries. Contact surface becomes open fissures, and cavernous weathering is developed going up the drainage conduit. Note that water is running off over the intermediate sheet. (Fig.14).

Speleothemes are related to the water dripping points from upper sheets.

CONCLUSIONS

Flats and surfaces described above are correlated with the paleo-surfaces developed by degradation of the *Fundamental Surface* (PAGÉS & VIDAL ROMANÍ, 1997).

The caves developed in these surfaces are associated with domes and tors, the residuals of older paleo-surfaces. These caves are mainly block structure types.

The best developed surfaces are A5 and C1.

A5 is colluvial quartzose deposit derived from the alteration solum, fossilized by levels containing pieces dated as *Achelense* and *Bronze ages*.

The colluvial deposits are partially dismantled but never as infillings of the caves.

The mass wasting caves are generated by slide-slump movements. All morphologies result from the combination of the anticlinal sheet structure with the orthogonal fracture set. Structural features were vital in delimiting the mass wasting and the cave structure.

Although all mass wasting caves are located among the Eocene-Miocene paleo-surfaces, the structure of these caves is directly related to late-Hercynian fractures as the orientation of creeks and gorges development. The age of the studied caves is Quaternary.

The most special forms are the tafoni-structures, locally termed *lapas*. They are a special cavernous weathering related to the developed sheet structure. It is a very common kind of form in the area.

Down the talus, the endokarstic tributary drainage is located into the sheet plane structure where lapas have been developed. It occurs in *Cobreiras II Cave* (Fig.14), and in *Lapa da Moura* Cave (Fig.16).

Tafoni caves are related to the points where mylonitic infillings among sheets are preserved. These tafoni are not related to mass wasting, and

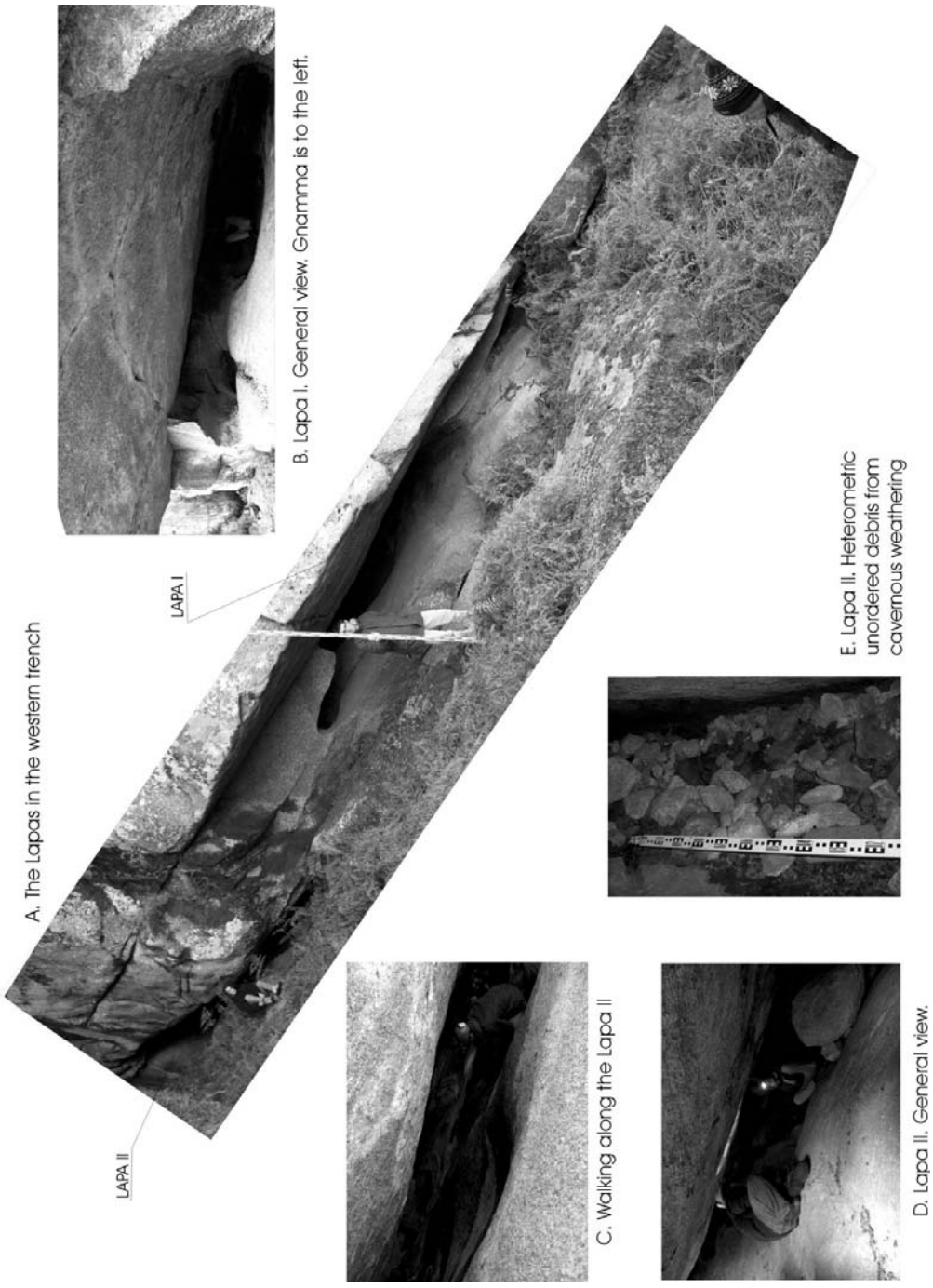

A. The Lapas in the western trench
LAPA I
LAPA II
B. Lapa I. General view. Gnamma is to the left.
C. Walking along the Lapa II
D. Lapa II. General view.
E. Lapa II. Heterometric unordered debris from cavernous weathering

Fig.13. Cavernous weathering in the western trench: Lapa I (to the center and right) and Lapa II (to the left).

movements of tafoni are postgenetic, and caused when mylonite is weathered and eroded.

ACKNOWLEDGMENTS

We thank Ana Martelli and Juan Ramón Vidal for reviewing the paper English version. The work and surveys would not have been done without the help from friends in the "Clube Espeleolóxico Maúxo" _ Speleological Association. Special thanks to my wife, Begoña Barreiro, and friends Xavier Groba and Eduardo Méndez.

Recibido: 10/1/2005
Aceptado: 20/6/2005

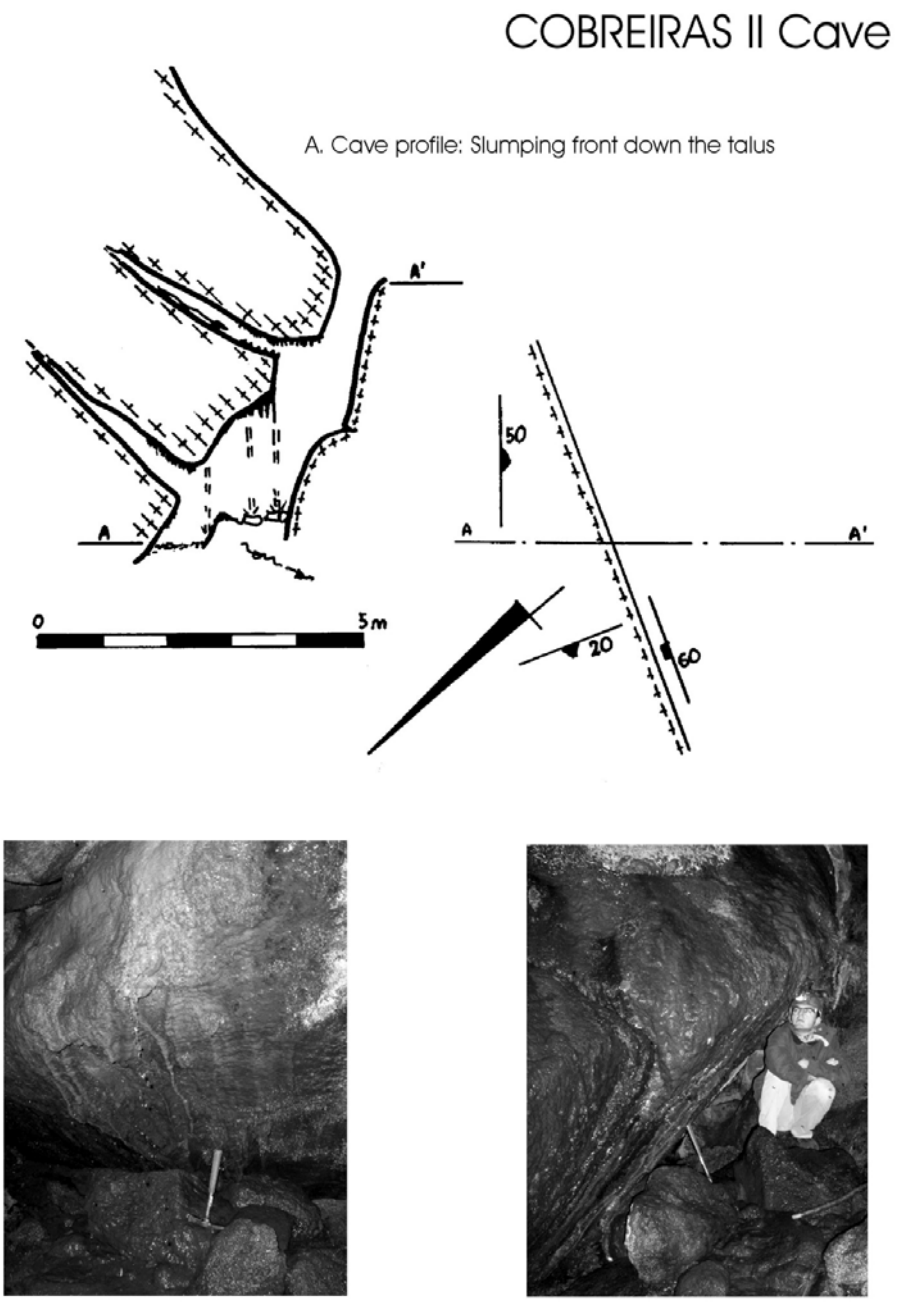


Fig.14. Cobreiras II: Down the talus

A.A Casa do Demo. General view of the primigeneous rock slide
B.A Casa do Demo.
A view of the stoneworker forge
C.A Raís Cave. Subterranean Meival engraving.
D.A Raís Cave. A little root-stalagmite

Fig.15. A Casa do Demo Cave and A Raís Cave

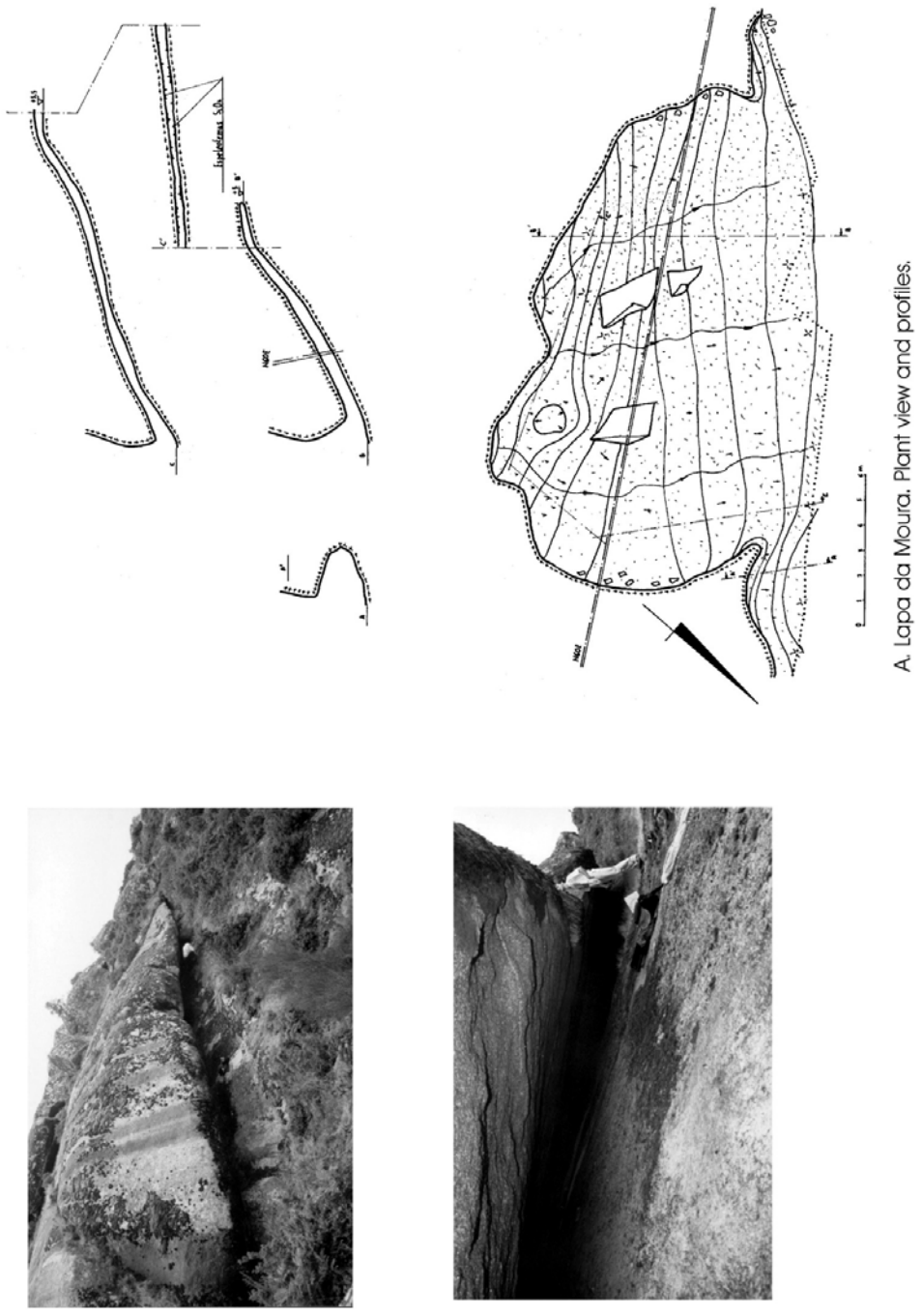


Fig.16. Lapa da Moura Cave.

REFERENCES

CEM.- (1999) The Hercynical Granitic Caves in the Province of Pontevedra (Galicia-Spain), Proceeding of VIIth International Symposium for Pseudokarst, Arad-Moneasa (Romania).

CEM (2002) Catalogo De Cavidades Del No-Karst Y Pseudokarst Clasificadas Geneticamente *1992 -2002*. Clube Espeleolóxico Maúxo, Octubre.

FILED, MALCOLM S. - A Lexicon of Cave and karst Terminology with Special Reference to Environmental Karst Hidrology. EPA/600/R-02/003. Second Edition. February 2002. National Center for Environmental Assessment - Washington Office. Office of Research and Development. U.S. Environmental Protection Agency. Washington, DC 20460.

FLOOR, P. (1966). *Petrology of an Aegirine-Riebeckite Gneiss-Bearing part of the Hesperian massif: The Galiñeiro and surrounding areas, Vigo, Spain*.Thesis published in Leidse Geologische Medelingen, vol. 36.

IGME (1982). TUY (261/4-12). Mapa Geológico de España E.1:50.000. Segunda serie. Primera edición. Instituto Geológico y Minero de España. Ed. Servicio de Publicaciones Ministerio de Industria y Energía. Madrid.

MARTINEZ CORTIZAS, A. & MOARES DOMÍNGUEZ, C. (1995) Edafología y Arqueología: Aplicaciones al estudio de yacimientos arqueológicos al aire libre en Galicia. Ed. Consellería de Cultura. Xunta de Galicia.

PAGÉS VALCARLOS, J.L. & VIDAL ROMANÍ, J.R. (1997*)*. Evolución Neógena de la cuenca baja del Tambre. *Caderno Laboratorio Xeolóxico de Laxe*. Vol. 22. pp.133-149. Edicións O Castro. A Coruña.

PAGÉS VALCARLOS, J.L. & VIDAL ROMANÍ, J.R. (1997*)*. La extremidad ocidental de la superficie fundamental de Galicia: La Meseta de Santa Comba. *Cadernos Laboratorio Xeolóxico de Laxe*. Vol. 22. pp.133-149. Edicións O Castro. A Coruña.

SGE. (1959). TUY - Hoja nº 3-12;4-12 (260)(261). Serie L. Escala 1:50.000. Cartografía Militar de España. Servicio Geográfico del Ejército.

STRIEBEL, T. (1996) The Genetic Classification of some Types of Non-Karstic Caves, Proceeding of International Working Meeting "Preseving of Pseudokarst Caves", Rimavska Sobota (Slovakia), Salgotarjan (Hungary).

VAQUEIRO RODRIGUEZ, M. (2003). Caracterización de cavidades de bloques graníticos y cuevas estructurales de Vigo-Tui, (Galicia, España). Análisis morfoestructural del sistema de O Folón. *Cadernos Laboratorio Xeolóxico de Laxe*. Vol. 28, pp. 231-262

VIDAL ROMANI, J.R (1989) Granite Geomorphology in Galicia (NW Spain). *Cuaderno Laboratorio Xeolóxico de Laxe*. Vol. 13. Edicións O Castro. A Coruña.

Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe
Coruña. 2005. Vol. 30, pp. 213-222

ISSN: 0213-4497

O terreno acrecionário do Pulo do Lobo: implicações geodinâmicas da sutura com a Zona de Ossa-Morena (SW da Cadeia Varisca Ibérica)

The Pulo do Lobo accretionary terrane: geodynamic implications of this suture with Ossa-Morena Zone (SW Iberian Variscan fold belt)

FONSECA, P. E.[1]

Abstract

The SW Variscan Fold Belt suture zone connects several diverse tectonostratigraphic units. From S to the N: the South Portuguese Terrane (SPT), the Pulo do Lobo Accretionary Terrane (PLAT), the Beja-Acebuches Ophiolitic Complex (BAOC) and a magmatic arc - the Beja Igneous Complex (BIC). Three metasedimentary units were defined within the PLAT. Two of them are lateral equivalents to each other (Horta da Torre the northernmost and Ribeira de Limas fl the top of Pulo do Lobo fl to the S) and are physically disconnected and overlaid by a younger flysch unit (Santa Iria). The northern unit overlays the BAOC through a slightly disturbed tectonic contact. The PLAT older units show (at least) three main tectonic events, the first of which has top to the S-SSW vergence. The younger flysch unit presents only two deformation phases.

Key words: Beja-Acebuches Ophiolitic Complex, Pulo do Lobo Accrecionary Terrane, Ossa-Morena Zone, SW Variscan Fold Belt

(1) Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências de Lisboa e Laboratório de Tectonofísica e Tectónica Experimental (LATTEX), Edifício C6, 2º Piso Campo Grande, 1748-016 Lisboa, Portugal. E-mail: gpetfons@fc.ul.pt

INTRODUÇÃO

O Terreno Acrecionário do Pulo do Lobo (TAPL) é uma grande e expressiva unidade tectonoestratigráfica (FONSECA, 1995), predominantemente metassedimentar, possuindo algumas componentes ígneas, muito localizadas e pequenas do ponto de vista volumétrico, que no entanto têm um importante significado genético. Este Terreno, (CONEY *et al*., 1980), KEPPIE, 1985; KEPPIE & DALLMEYER, 1989), de características exóticas, ocorre imediatamente a S do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches (COBA) e é limitado por acidentes: a N, pelo Cavalgamento de Ferreira-Ficalho ¾ CFF (CARVALHO *et al*., 1976), a S, pelo Cavalgamento do Pulo do Lobo (SILVA, 1989), que o coloca tectonicamente sobre o Terreno Sul Português - TSP (FONSECA, 1995; RIBEIRO *et al*., 1988a,b). Alguns aspectos de grande relevância suportam a interpretação do TAPL ter sido, originalmente, uma unidade intimamente ligada a uma natureza oceânica. Estes aspectos são, respectivamente:

- a assinatura geoquímica, do tipo N-MORB, nas rochas vulcânicas máficas incluídas neste terreno e que fazem parte das sucessões pré-orogénicas (MUNHÁ, 1979, 1983, 1990; QUESADA *et al*., 1994),

- a existência de *'mélanges'* ofiolíticas (EDEN, 1991) que constitui e caracteriza parte do registo sedimentar sin-orogénico (GIESE, *et al*., 1991, 1989, 1994) (fig. 1). Apesar do conhecimento da sua estrutura pormenorizada não se encontrar totalmente realizada, as evidências disponíveis (SILVA, 1989; CRESPO-BLANC, 1989; FONSECA, 1995; EDEN, 1991) mostram claramente uma forte imbricação, geometricamente para S. Este facto, em simultâneo com o da presença de escamas da sequência ofiolítica, imbricadas tectonicamente (no antiforma de Los Ciries, referido por EDEN em 1991), tem sido interpretado como indicador de um ambiente de prisma acrecionário (*e.g.*, SOLOMON & FONSECA, *submetido*).

O presente trabalho constitui um esforço de revisão e de síntese, apresentando localmente novas interpretações dos dados anteriormente coligidos (FONSECA, 1995).

AS PRINCIPAIS UNIDADES TECTONOESTRATIGRÁFICAS DO TAPLE SUAS RELAÇÕES ESPACIAIS

São três as principais unidades tectonoestratigráficas que constituem o TAPL, da mais antiga para a mais moderna:

1 - O Grupo do Pulo do Lobo (CARVALHO *et al*.,1976) que, do ponto de vista tectono-litológico, pode considerar-se subdividido em duas sub-unidades; as Formações de Ribeira de Limas (a topo) e do Pulo do Lobo *s.str*. (na base, estratigráfica e geometricamente). Esta extensa unidade é constituída por uma série monótona de filitos negros-acinzentados por vezes luzentes, xistos siliciosos, quartzitos finos (em leitos decimétricos) e siltitos laminares. A natureza siliciosa desta unidade, associada à fortíssima deformação que apresenta (fig. 2), origina grandes quantidades de quartzo de exsudação, em várias gerações de impulsos tectónicos. Aparecem também, localmente, leitos finos de manganês e litologias vulcânicas, ácidas a intermédias, interbandadas, deformadas conjuntamente e de modo homogéneo com os sedimentos. De natureza excepcional, aflorando apenas em dois pontos ao longo do Rio Guadiana, ocorrem níveis discretos e descontínuos ¾ com cerca de 40 a 70 cm ¾ de cariz conglomerático, onde alguns dos clastos têm uma natureza ultrabásica ¾ serpentinitos ¾ apenas sendo possível a sua proveniência do COBA.

Nas proximidades da povoação de Trindade, ocorrem basaltos de afinidade toleítica, presumivelmente da sequência oceânica não obductada (QUESADA *et al*., 1994). Este afloramento de espessura reduzida (20-30 metros) possui no entanto uma extensão muito significativa, na ordem dos 23-27 km (fig. 1). Nos metassedimentos, que enquadram estes metabasaltos, nunca foram encontrados fósseis. Por comparações, puramente litoestratigráficas, alguns autores (*e.g.*, QUESADA, 1991) fazem correlacionar estas litologias com a Formação Filito-Quartzítica (PQ) da Faixa Piritosa Ibérica (FPI) (i.e. que fazem parte do Terreno Sul Português [TSP] / Zona Sul Portuguesa [ZSP]). A separação das duas sub-unidades no terreno, não é, no entanto, evidente e fácil de destrinçar. É sensível, quando se caminha para S (em direcção ao Pulo do Lobo *s.str*.), uma

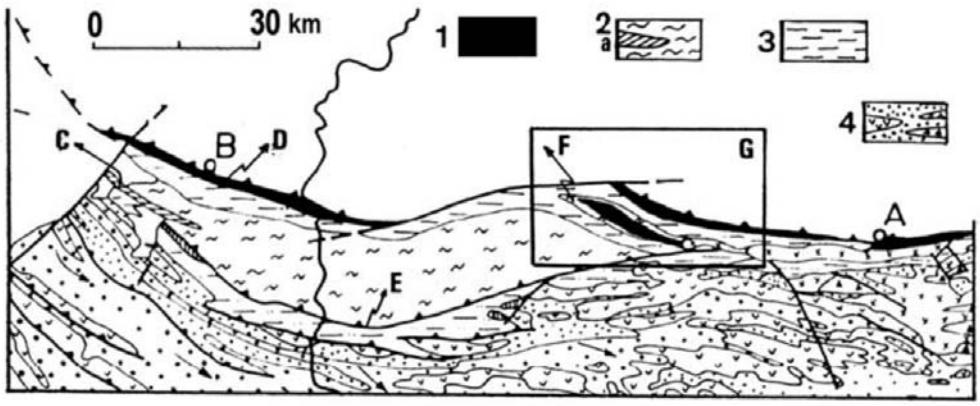


Fig. 1 – Mapa geológico esquemático do TAPL, ao longo da sutura SW da Cadeia Varisca Ibérica (adaptado de SILVA et al., 1990; FONSECA, 1995). A-Aracena. B-Beja. C-metabasaltos (com afinidade MORB) da Trindade. D-cavalgamento de Ferreira-Ficalho (CFF). E-cavalgamento do Pulo do Lobo (sobre o TSP). F-escama ofiolítica do antiforma de Los Ciries. G-área de Aroche Los Ciries. 1-Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches (COBA). 2+3-Terreno Acrecionário do Pulo do Lobo, 2-Grupo do Pulo do Lobo. a-metabasaltos. 3-Form. da Horta da Torre e de Santa Iria, indiferenciadas. 4-litologias do Terreno Sul Português (TSP), indiferenciadas.

maior deformação acompanhada por uma diminuição da influência vulcânica - televulcânica.

2 - A Formação da Horta da Torre (OLIVEIRA *et al.*, 1987) define uma banda de aproximadamente 800 metros, mais ou menos contínua, desde Espanha até pelo menos à região de Santa Suzana (Serra Alta), na zona mais setentrional do TAPL. Esta unidade, de natureza heterogénea, é constituída por xistos siliciosos negros a violeta, siltitos em "tabletes", quartzovaques de grão fino e ortoquartzitos muito puros. Característica dominante, nesta unidade, é a existência de ortoquartzitos em bancadas muito espessas. Encontram-se alinhados ao longo do CFF e separam este domínio do COBA. Desaparecem gradualmente para Sul. Este facto determina, de forma relevante, a presença de fortes relevos, como são exemplos *v.g.* Guizo (164 m) e *v.g.* Serra Alta (263 m), no sector de Santa Suzana. Os níveis de ortoquartzitos deste sector encontram-se fortemente boudinados. (QUESADA, 1991) e assinalam grandes semelhanças entre a Formação da Horta da Torre e a Formação Filito-Quartzítica (PQ) do TSP. Assim existe semelhança tanto do ponto de vista sedimentar e ambiental, como de deformação, para além de que os dados paleontológicos as consideram da mesma idade. Os dados até ao momento recolhidos não são, no entanto, conclusivos. Na origem, estas duas formações poderiam ter sido contínuas e/ou a mesma, encontrando-se na actualidade, espacialmente distantes.

3 - A Form. de Santa Iria (CARVALHO *et al.*, 1976) consiste, fundamentalmente, numa alternância constante e monótona de xistos e grauvaques, em fácies 'flysch', em tudo idênticos aos da Formação de Mértola (TSP/ZSP) (SILVA, 1989). Os grauvaques, macroscopicamente, são rochas de grão médio a muito grosseiro, atingindo, por vezes, o microconglomerado e mesmo o conglomerado, cujos litoclastos mostram proveniências que vão desde o COBA, Complexo Ígneo de Beja $^{3}/_{4}$ CIB (FONSECA, 1995) até às litologias sedimentares subjacentes a esta unidade, por exemplo xistos avinhados da Horta da Torre. A matriz dos grauvaques revela, no entanto, geralmente, uma natureza pelítica. Aglutina material de composição variada. Nele se referenciam fragmentos finos de litoclastos de rochas metamórficas, assim como elementos de origem vulcano-sedimentar (FONSECA, 1995). Na fácies de microconglomerado, o mineral mais abundante é, nitidamente, o feldspato potássico. Nas fácies mais grosseira apresenta numerosos fragmentos líticos, como já se referiu. Observam-se litoclastos de quartzito, de metavulcanitos (com forte deformação sobreimposta e quartzo em grande

quantidade), clastos com clivagem forte e bem marcada e fragmentos de litologias afins de anfibolitos e gabros, orientados ou não. Estes aspectos indicam pequeno transporte, e correspondente boleamento, o que caracteriza esta litologia como imatura e proximal. Os clastos referidos serão o produto do desmantelamento, por erosão, tanto do COBA (plagioclases com maclas de deformação), como do CIB (plagioclases e restantes minerais não evidenciando deformação dúctil acentuada) (FONSECA, 1995). Daí, o franco carácter lítico e a marcada imaturidade, quer mineralógica, quer textural. Os níveis de microconglomerado afloram, principalmente, para o topo desta unidade, não apresentando, no entanto, continuidade lateral. A deformação tectónica da Formação de Santa Iria é muito mais fraca que a das que a enquadram. Mas a passagem a essas Formações é sempre feita por contactos tectónicos. O contacto mecânico, a N, leva-nos à hipótese desta unidade *'flyschóide'* constituir o nível estratigráfico superior. De facto, em lâmina delgada, é evidente o aparecimento de uma clivagem subparalela a S_0, nos siltitos da Formação da Horta da Torre (fig. 3). Este facto, juntamente com o maior grau de deformação presente na Horta da Torre, em relação a Santa Iria, leva-nos a concluir a posição tectonoestratigráfica de cada uma destas formações. Estas observações podem ser confirmadas em vários locais, como por exemplo no corte da estrada, a W do Monte do Corte Condessa. Neste afloramento observa-se que, de N para S, a Formação da Horta da Torre, com polaridade sedimentar invertida, assenta sobre a Formação de Santa Iria, com polaridade sedimentar, nitidamente normal. O contacto entre as duas unidades faz-se através de um acidente tectónico, ou seja, um cavalgamento vergente para S (FONSECA, 1995).

A Formação de Santa Iria, (CARVALHO *et al.,* 1976), pode ser seguida desde Espanha até Portugal. Contudo, a W e NW, onde desaparece sob os depósitos Terciários da Bacia do Sado, vai diminuindo gradualmente de possança, até desaparecer (por laminação tectónica e/ou erosiva), completamente para W, no Sector de Torrão-Barragem do Vale de Gaio. Estas evidências indiciam uma deposição destes sedimentos, ao longo de uma fossa orientada (coordenadas actuais) NNW-SSE, próximo de Vendas Novas, a praticamente E-W, nas proximidades de Vila Verde de Ficalho (para E em direcção à fronteira). Devido aos fenómenos tectónicos resultantes da colisão oblíqua, esta fossa perderia profundidade para W; daí, os sedimentos não se terem depositado ou ter-se-iam depositado mas com uma espessura menor, tendo sido já erodidos. Por todos os factos apresentados, e pela nítida evidência desta unidade sofrer uma só fase de dobramento, consideramo-la a mais recente das unidades do TAPL.

IMPLICAÇÕES GEODINÂMICAS. CONCLUSÕES.

É considerada a forte possibilidade das Formação de Ribeira de Limas (apenas o sector superior do Grupo do Pulo do Lobo) e da Horta da Torre corresponderem a equivalentes laterais (FONSECA, 1995) (fig. 4). Neste caso, o aparecimento de quartzovaques, apresentando estratificação gradada e figuras de corrente, poderá ser o precursor de um verdadeiro *'flysch'*. Testemunharia uma certa instabilidade tectónica que, progressivamente, se faria sentir. A presença de produtos televulcânicos em ambas as unidades, assim como o seu grau de deformação, corroboram esta hipótese (fig. 3).

Trabalhos pioneiros, (TEIXEIRA, 1981), no Grupo de Pulo do Lobo (*s.l.*) indiferenciado referem a existência de restos de vegetais e artículos de crinóides que apontam uma idade eodevónica, para o que actualmente parece estar englobado na Formação de Ribeira da Limas.

A Formação de Santa Iria assenta em discordância, (CARVALHO *et al*., 1976) assim, sobre as séries sedimentares superiores, das Formações de Ribeira da Limas e de Horta da Torre. O *'flysch'* conteria, na sua constituição, produtos resultantes da desagregação das unidades mais antigas. A Formação da Horta da Torre, que se considera constrangida por datações de palinomorfos (OLIVEIRA *et al*.,1987), forneceu uma idade Fameniano inferior, a médio. Esta datação pode corresponder às efectuadas em Espanha sobre a Formação de Ribeira da Limas fl Givetiano superior, a Frasniano inferior (LAKE & ANDREWS, *comun. oral*). É necessário, no entanto, ter em atenção o facto das idades obtidas em Espanha serem mais antigas. Isto deve-se, provavelmente, à existência de

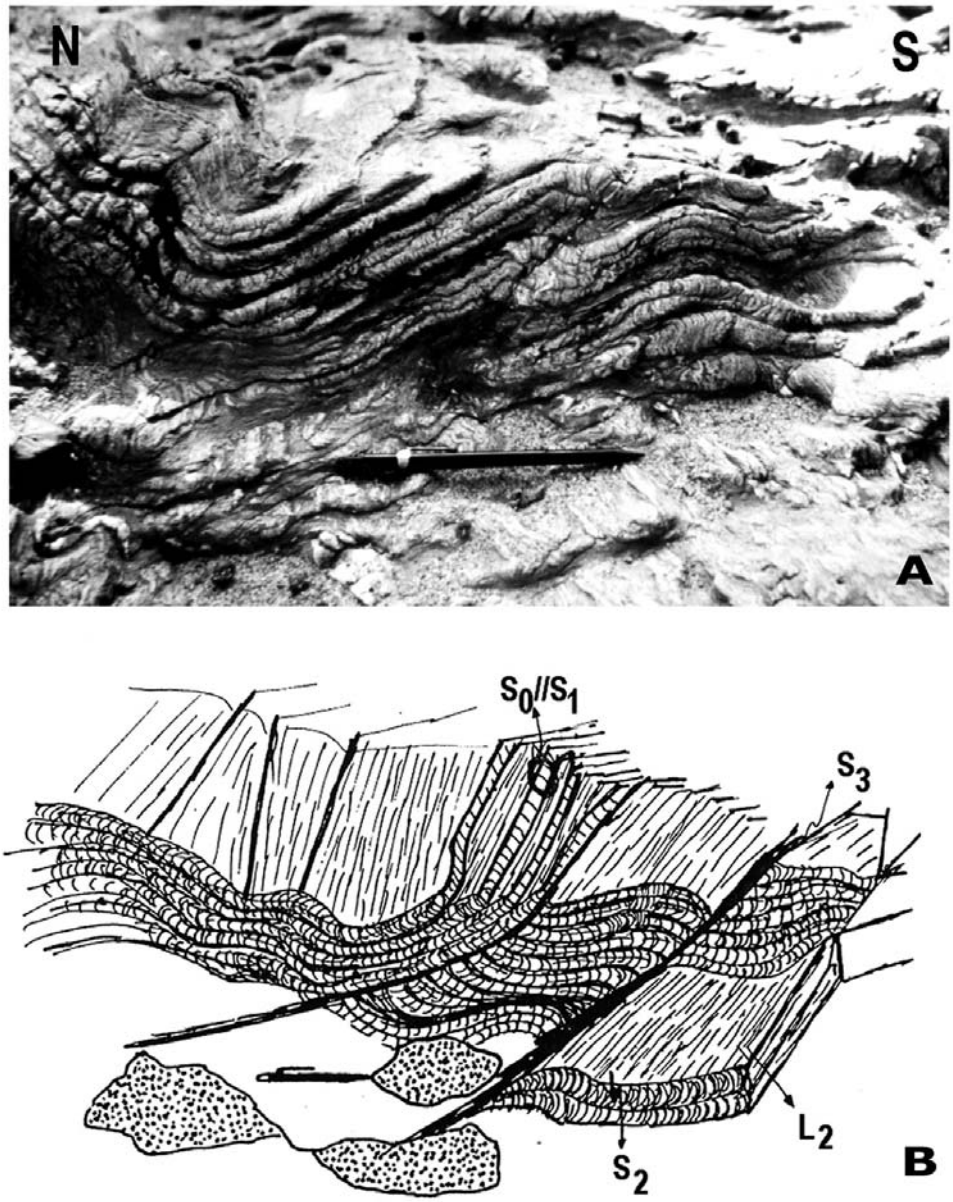


Fig. 2 – A- Foto de um afloramento crítico no vale do rio Guadiana, mostrando os aspectos da deformação apresentada pela Grupo do Pulo do Lobo (FONSECA,1995).
B- Esquema representando o afloramento da foto anterior, no Pulo do Lobo. Na circunferência assinalada observam-se 'microlithons' S0//S1, individualizados por S2

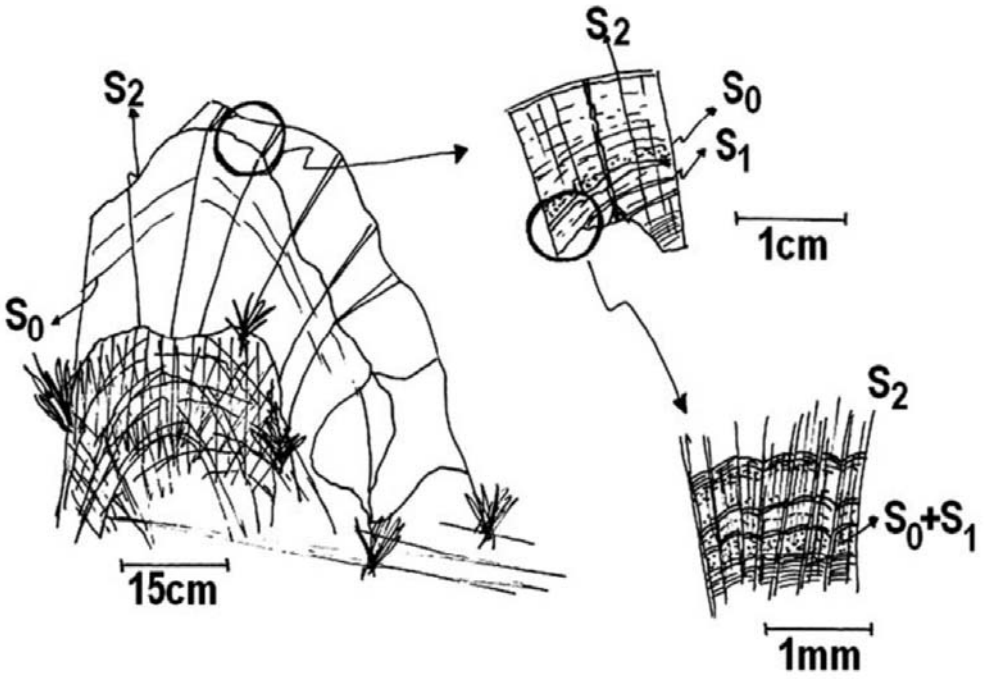


Fig. 3 - Esquema representando um afloramento crítico da Formação da Horta da Torre. Do local assinalado com a circunferência (charneira da dobra), retirou-se uma amostra orientada, para lâmina delgada. Ao microscópio, verificou-se a existência de uma clivagem S1, paralela à estratificação. Deste modo correlaciona-se por semelhança com a Formação de Ribeira de Limas. A Formação de Santa Iria possui menos uma fase de deformação que as equivalentes laterais onde assenta.

uma colisão oblíqua (GIESE *et al.*, 1988; SANTOS *et al.,* 1985; Fonseca, 1995), também evidenciada através de dados geoquímicos (CASTRO *et al.*, 1987 e MUNHÁ *et al.*, 1989).

Salienta-se uma vez mais que nunca foram encontrados indícios de uma sedimentação contínua e de polaridade normal, ao longo da linha de separação entre as Formações da Horta da Torre e de Santa Iria. Muito pelo contrário, nos locais onde este contacto é visível e cartografável, ou Santa Iria assenta por acidente tectónico sobre a Formação da Horta da Torre, ou a Formação da Horta da Torre carreia (em posição sedimentar invertida) por acidente cavalgante a Formação de Santa Iria. Por outras palavras, as rochas mais antigas localmente sobrepõem-se tectonicamente sobre as litologias mais recentes. As interpretações realizadas parecem ser confirmadas no sector espanhol por GIESE *et al.* (1989), que consideram a Formação de Santa Iria do Fameniano superior. Esta datação foi obtida através de esporos e acritarcas desta idade, a N de Gil Márquez, num conjunto de pelitos e grauvaques. GIESE *et al.* (1989) consideram estas litofácies pertencentes à Formação de Santa Iria encontrando-se esta suprajacente à Formação da Horta da Torre.

Segundo esta linha de raciocínio, tudo indica que a Formação de Santa Iria é a unidade tectonoestratigráfica mais alta (i.e., mais recente) de todo o TAPL. Do ponto de vista tectónico, o contacto S desta unidade, sobre a Formação de Ribeira de Limas, é feito por um acidente tardio de fraca expressão. O contacto N, com a Formação da Horta da Torre, denota uma maior complexidade tectónica, como já foi referido e expressa-se sempre por um cavalgamento geralmente importante. Porém, como aparecem, por vezes, repetições de litótipos

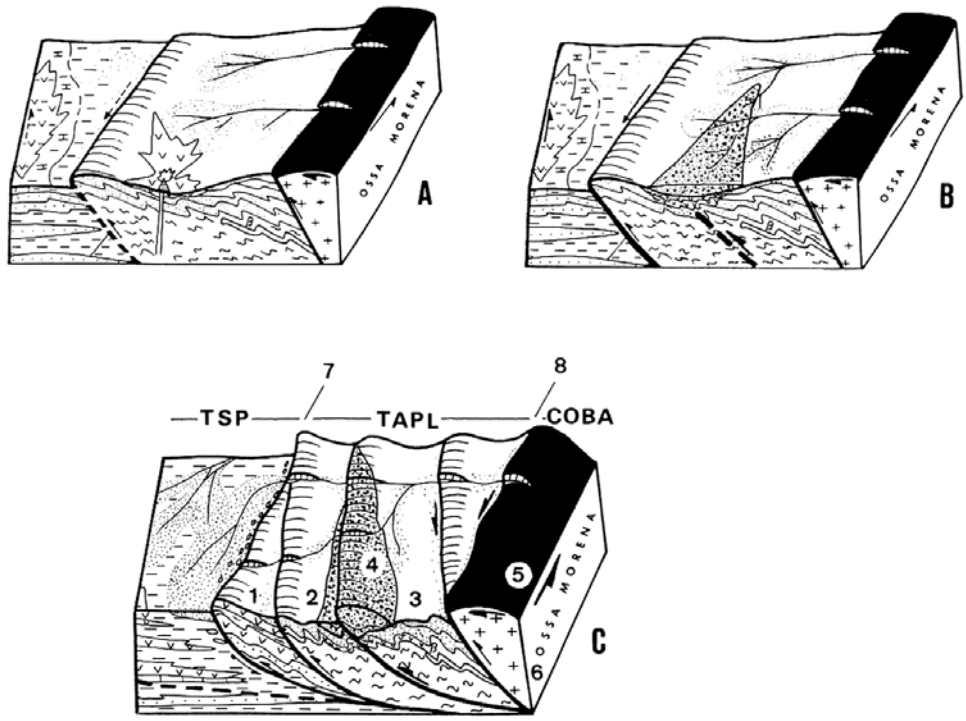


Fig. 4 - Bloco diagrama esquemático (FONSECA, 1995), representativo da sedimentação das unidades que constituem o TAPL (adaptado e modificado de OLIVEIRA, 1990). A-com a obducção do COBA, gerou-se, no final das deposições das Form. da Horta da Torre e de Ribeira de Limas, algum vulcanismo, chegando até nós as suas evidências mais distais. B-proveniente da destruição do COBA, ZOM, (CIB ?) e das unidades sedimentares mais antigas (já deformadas), deposita-se a Form. de Sta. Iria, em discordância. C-as fases finais de dobramento, dobram suavemente a Form. de Sta. Iria, acentuando as deformações das restantes unidades. Representam-se as Form. de Ribª de Limas e de Horta da Torre como equivalentes laterais. 1+2-Grupo do Pulo do Lobo, 1-Form. do Pulo do Lobo. 2-Form. de Ribª de Limas. 3-Form. de Sta. Iria. 4-Form. da Horta da Torre. 5-COBA. 6-TAI-ZOM. 7-cavalgamento do Pulo do Lobo (sobre o TSP). 8-cavalgamento de Ferreira-Ficalho.

de Horta da Torre no meio de grauvaques de Santa Iria, o problema não é de simples solução.

Em sintonia com o exposto (COWARD & DIETRICH, 1989) fora descrita uma situação em tudo idêntica à do COBA e TAPL. Segundo algums autores (COWARD & DIETRICH, 1989) a fácies *'flysch'*, que ocorre nas unidades Austro-Alpinas, é proveniente da destruição e desmantelamento de um ofiolito, gerado com uma geometria semelhante à do COBA. O respectivo prisma acrecionário possui, igualmente como no caso estudado agora, uma vergência contrária à obducção do ofiolito.

AGRADECIMENTOS

Esta publicação sintetiza o trabalho desenvolvido pelo autor, na Zona de Sutura SW Ibérica, durante os últimos anos e contou com o apoio parcial do projecto GEODYNAMICS (GEODYN) POCTI-ISFL-5-32. O autor agradece a leitura crítica minuciosa ao manuscrito original do Professor A. A. Soares de Andrade (Universidade de Aveiro) e do Professor G. Gutiérrez-Alonso (Universidade de Salamanca).

Recibido:1/5/2005
Aceptado. 18/7/2005

REFERÊNCIAS

CARVALHO, D.; CORREIA, H. A. C. & INVERNO, C. M. C. (1976). Contribuição para o conhecimento geológico do Grupo de Ferreira-Ficalho. Suas relações com a Faixa Piritosa e o Grupo de Pulo do Lobo. *Mem. Not. Coimbra*, 82: 145-169.

CASTRO, P.; QUESADA, C. & MUNHÁ, J. (1987). Metamorphic regime in the Beja-Acebuches Variscan ophiolite. Project 2, *Annual Meeting Mauritania*.

CONEY, P.; JONES, D. L. & MONGER, J. W. H. (1980). Cordilleran Suspect Terranes. *Nature*, 288: 329-333.

COWARD, M. & DIETRICH, D. (1989). Alpine tectonics - an overview. In: COWARD M., DIETRICH D. & PARK R. (Ed.), Alpine Tectonics, *Geological Society Special Publication*, 45: 1-29.

CRESPO-BLANC, A. (1989). *Evolución geotectónica del contacto entre la Zona de Ossa-Morena y la Zona Surportuguesa en las sierras de Aracena y Aroche (Macizo Ibérico Meridional): un Contacto mayor en la cadena hercínica europea. Universidad de Sevilla*, 325 pp. (Tesis Doctoral).

EDEN, C. P. (1991). *Tectonostratigraphic analysis of the northern extent of the Oceanic Exotic Terrane, Northwestern Huelva Province, Spain.* University of Southampton, 281 pp. (unpublished PhD Thesis)

FONSECA, P. E. (1995). *Estudo da Sutura Varisca no SW Ibérico, nas regiões de Serpa-Beja-Torrão e Alvito-Viana do Alentejo*. Universidade de Lisboa, 325 pp. (Tese de Doutoramento)

GIESE, U.; KRAMM, UL. & WALTER, R. (1991). The Gil Márquez Intrusion: Petrogenesis and tectonic setting, "*XI Reunión sobre la Geologia del Oeste Peninsular - Significado Geodinamico del limite entre las Zonas de Ossa-Morena y Surportuguesa"*, Huelva, Spain, p. 24.

GIESE, U.; REITZ, E. & WALTER, R. (1988). Contributions to the Stratigraphy of the Pulo do Lobo succession in Southwest Spain. *Comun. Serv. Geol. Portg,* Lisboa, 74: 79-84.

GIESE, U., VON HEOGEN, R., HOYMANN, K.H., KRAMM, U., & WALTER, R. (1994). The Palaeozoic evolution of the Ossa Morena Zone and its boundary to the South Portuguese Zone in SW Spain: geological constraints and geodynamic interpretation of a suture in the Iberian Variscan orogen. *Neues Jahrbuch Geologie Paläeontologie Abhandl*, 192: 383-412.

KEPPIE, J. D. (1985). The Appalachian collage. In: GEE, D. G. & STURT, B. A. (Ed.). The Caledonide Orogen: Scandinavia and Related Areas *J. Wiley & Sons*, pp. 1217-1226.

KEPPIE, J. D. & DALLMEYER, R. D. (1989). *Tectonic map of Pre-Mesozoic terranes in circum-Atlantic Phanerozoic orogens. Scale 1:5000000*. IGCP Project nº 233, Terranes in Circum-Atlantic Palaeozoic Orogens. Halifax, Canada.

MUNHÁ, J. (1979). Blue amphiboles, metamorphic regime and plate tectonics modelling in the Iberian Pyrite Belt. *Contrib. Miner. Petrol., Berlin,* 69: 279-289.

MUNHÁ, J. (1983). Hercynian magmatism in the Iberian Pyrite Belt. In: SOUSA, M. J. L. & OLIVEIRA J. T. (eds.). The Carboniferous of Portugal. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 29: 39-81.

MUNHÁ, J. (1990). Metamorphic evolution of the South Portuguese/Pulo do Lobo Zone. In: DALLMEYER, R. D. & MARTINEZ-GARCIA, E. (eds*), Pre-Mesozoic Geology of Iberia,* Springer-Verlag, pp. 363-368.

MUNHÁ, J.; RIBEIRO, A.; FONSECA, P. E.; OLIVEIRA, J.; CASTRO, P. & QUESADA, C. (1989). Accreted Terranes in Southern Iberia: The Beja-Acebuches Ophiolite and related Oceanic Sequences. *28º International Geological Congress. Washington*.

OLIVEIRA, J. T. (1990). Stratigraphy and synsedimentary tectonism. In: DALLMEYER, R. D. & MARTINEZ-GARCIA, E. (eds*), Pre-Mesozoic Geology of Iberia,* Springer-Verlag. *pp.* 334-347.

OLIVEIRA, J. T.; CUNHA, T.; STREEL, M. & VANGUERTAINE, M. (1986). Dating the Horta da Torre Formation, a new lithostratigraphic unit of the Ferreira-Ficalho Group, South Portuguese Zone: geological consequences. *Comun. Serv. Geol. Portg,* Lisboa, 72: 129-135.

QUESADA, C. (1991). Geological constrains on the Paleozoic tectonic evolution of tectonostratigraphic terranes in the Iberian Massif. *Tectonophysics*, 185: 225-245

QUESADA, C.; FONSECA, P. E.; MUNHÁ, J.; RIBEIRO, A. & OLIVEIRA, J. (1994). The

Beja-Acebuches Ophiolite (Southern Iberian Variscan Fold Belt): Geological characterisation and geodynamic significance. *Boletin Geológico y Minero*, Madrid, 105-1: 3-49.

RIBEIRO, A.; SILVA, J. B.; DIAS, R.; ARAÚJO, A. & FONSECA, P. E. (1988a). Terrane Correlation between the Iberian and the Middle European segment of the Variscan Foldbelt. *Terranes in the Variscan Belt of France and Western Europe, Montpellier*. p. 36.

RIBEIRO, A.; SILVA, J. B.; DIAS, R.; ARAÚJO, A.; MARQUES, F.; MERINO, H. & FONSECA, P. E. (1988b). Geodynamics and deep structure of the Variscan Fold Belt in Iberia. *5º Workshop: The Iberian Peninsula - European Science Foundation*, (Portugal): 57-64.

SANTOS, J. F.; MATA, J.; GONÇALVES, F. & MUNHÁ, J. (1985). Hercynian magmatism in the Santa Suzana region (Alcácer do Sal, South Portugal): Identification of a carboniferous convergent plate margin in the southern branch of the Iberian Hercynien Chaine. *VII Reunião do Grupo de Ossa Morena*.

SILVA, J. B. (1989). *Estrutura de uma Geotransversal da Faixa Piritosa: Zona do Vale do Guadiana*. Universidade de Lisboa. (Tese de Doutoramento).

SOLOMON, M. & FONSECA, P. E. (*submt.*). The subduction polarity of the southern Iberian Variscan fold belt: an alternative interpretation.

TEIXEIRA, C. (1981). *Geologia de Portugal: Precâmbrico e Paleozóico*. Fundação Calouste Gulbenkian, vol. 1, 629 p..

Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe
Coruña. 2005. Vol. 30, pp. 223-234

ISSN: 0213-4497

Tectónica da Ponta de São Lourenço, Ilha da Madeira

Tectonics of Ponta de São Lourenço, Madeira Island

RAMALHO, R.[1], MADEIRA, J.[1], FONSECA, P.E.[1], SILVEIRA, A.[1], PRADA, S.[2], RODRIGUES, C. F.[3]

Abstract

The tectonics of Madeira Island is, in its generality, still quite unknown. A structural characterization together with the formulation of hypothesis contributing to this problematic is, in our opinion, of extreme importance to relate this context with the regional and global tectonic models. The Ponta de São Lourenço, in Madeira Island, exhibited an unusual situation for studies of this nature, due to the diversity of lithologies found there, as well as the presence of excellent natural cross-sections originated by marine erosion. In terms of tectonics, the studied area is dominated by accidents of distensive nature, organized in two outstanding families: E-W and NW-SE. From these structures the most important are: a dyke swarm, very dense and with an approximate WNW-ESE direction; and a fracture pattern where we highlight the Seixal-Machico (N50ºW, subvertical), Pedra Furada (E-W, 70ºN) and Estreito (N50ºW, 70ºN) faults. The analysis of those structures suggests a distensive tension field with minimum compression axis (s3) oriented with NNE-SSW direction, and maximum compression axis (s1) subvertical, related to the weight of the lythostatic column (gravitical origin). This tension field suggests a hotspot rift model, similar to the one proposed by WALKER (1987), for shield volcanoes of the Hawaiian kind. This tension field seems to have a constant space-temporal orientation, with probable neotectonic activity. It is also proposed a tectonic control of volcanism, confirmed by the presence of aligned volcanic structures with the same directions previously described. It is equally proposed the existence of a structural control of the coast line and the landforms in the area.

Key words: structure, tectonics, orientation of tension field, Madeira Island.

(1) Laboratório de Tectonofísica e Tectónica Experimental (LATTEX). Departamento de Geologia, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. Ed. C6, 2º piso, Campo Grande, 1749-016 Lisboa, Portugal (E-mail: rramalho@netcabo.pt).
(2) Departamento de Biologia e Centro de Estudos da Macaronésia da Universidade da Madeira, Campus Universitário, Penteada, 9000-390 Funchal, Madeira.
(3) ZAGOPE-ENGIL

INTRODUÇÃO

A ilha da Madeira encontra-se localizada no seio da porção oceânica da placa Africana, a cerca de 900km a SW de Portugal Continental. Não obstante os diversos trabalhos realizados sobre a geologia da Ilha da Madeira, (ZBYSZEWSKI *et al.* 1974a, b; MITCHELL-THOMÉ 1979; PORTUGAL FERREIRA 1985; PORTUGAL FERREIRA *et al.* 1988; GALOPIM DE CARVALHO & BRANDÃO 1991); MATA *et al.* 1995 ; MATA 1996 ; GELDEMACHER *et al.* 2000; PRADA 2000; NASCIMENTO PRADA & SERRALHEIRO 2000; RIBEIRO 2001), ainda pouco se conhece relativamente à tectónica da ilha da Madeira.

Algums trabalhos (FONSECA *et al.* 1998a, 1998b, 2000) vieram trazer a primeira luz sobre o assunto, ao procederem à identificação, utilizando imagem de satélite e recorrendo a uma limitada posterior verificação *in loco*, dos principais lineamentos tectono-vulcânicos da ilha. Estes trabalhos vieram demonstrar a existência de diversos acidentes importantes, com expressão quilométrica, organizados segundo um conjunto de direcções preferenciais, das quais se destacam, por ordem decrescente de importância: N72ºW, N12ºE, N76ºE e N45ºW (FONSECA *et al.* 1998a, 1998b, 2000).

Contudo a falta de dados de campo, principalmente ao nível da cinemática, não permitia ainda uma interpretação consistente para a dinâmica que concorreu para a formação destes acidentes.

Os trabalhos realizados no âmbito do Projecto Cartografia Geológica da Madeira, iniciados em 2002 pela parte oriental da ilha da Madeira, vieram entretanto trazer alguns contributos para esta temática, apresentando-se assim os dados e interpretações relativos à Ponta de São Lourenço, terminação leste da ilha da Madeira.

ENQUADRAMENTO GEODINÂMICO

Edificada a partir da planície abissal da Madeira, aos 4000 metros de profundidade, a ilha da Madeira encontra-se localizada no seio da porção oceânica da placa Africana.

Num quadro morfológico as ilhas da Madeira, do Porto Santo e das Desertas, encontram-se no extremo sul da chamada crista de Tore-Madeira, acidente batimétrico de grande expressão que apresenta orientação geral NNE-SSW e prolonga-se por mais de 1000 km, desde a latitude aproximada da Nazaré, até à latitude da ilha da Madeira. Este relevo submarino consiste numa estrutura alongada que se destaca da planície abissal circundante, elevando-se cerca de 3500 m acima da mesma, sendo o seu ponto imerso mais alto a 150m de profundidade, à latitude 36ºN.

A natureza e origem da crista Tore-Madeira ainda não estão firmemente estabelecidas, sendo interpretada (RIBEIRO *et al.*, 1996; KULLBERG & KULLBERG, 2000) como uma macroflexura resultante de um processo de '*buckling*' litosférico.

A ilha da Madeira poderá ser descrita como um edifício vulcânico do tipo Havaiano, resultado de um vulcanismo intraplaca em ambiente oceânico, que se desenvolveu segundo um eixo principal E-W, associado a uma situação de '*rift de hotspot*' (GELDEMACHER *et al.*, 2000, L. RIBEIRO, 2001).

A Ponta de São Lourenço, terminação leste deste edifício, é caracterizada como uma península longa e estreita, de baixa altitude, que se prolonga para SE nos Ilhéus do Desembarcadouro e do Farol. Esta região comporta uma variedade de litologias pertencentes às unidades do Complexo Vulcânico Principal (CP), Formação do Porto da Cruz (FPC) e Vulcanismo Moderno (VM), apresentando-se numa situação privilegiada no que toca a observação estrutural, devido ao grande número de cortes naturais proporcionados pelas arribas de erosão marinha (RAMALHO *et al.*, 2003c). Os esforços conduzidos no sentido da caracterização estrutural desta região, vieram assim demonstrar a existência de considerável número de acidentes, que seguidamente se interpretam.

GEOMETRIA

Do ponto de vista tectónico o sector estudado encontra-se afectado por uma tectónica frágil que gerou grande número de acidentes de importância variável que afectam de uma maneira desigual as várias unidades. Estes acidentes encontram-se mate-rializados por dois tipos de estruturas: estruturas do tipo falha; filões, que se instalaram segundo direc-ções compatíveis com o campo de tensões em vigor na altura da sua instalação, e localmente materializa-dos à superfície por alinhamento de cones vulcânicos.

As estruturas do tipo falha, em especial na zona da Baía d'Abra, onde melhor se observam, cortam essencialmente litologias do complexo principal. Estes acidentes encontram-se distribuídos essencialmente em duas famílias principais: E-W e NW-SE (a WNW-ESE).

Estruturas do tipo falha

O sector em estudo, encontra-se afectado por diversas falhas importantes, que se observam preferencialmente nas unidades mais antigas. Destes acidentes destacam-se a falha de Seixal-Machico e as falhas do sector da Baía d'Abra, das quais as mais importantes parecem ser a Falha do Estreito e a Falha da Pedra Furada (RAMALHO *et al.*, 2003a,b).

Falha Seixal-Machico

A Falha Seixal-Machico foi primeiramente identificada (FONSECA *et al.*, 1998a,b), após um trabalho de análise de imagem de satélite na escala 1/50.000, recolhidas pelo satélite SPOT (CNES-SPOT IMAGE). Estes autores procederam à análise de lineamentos através da utilização de imagens de detecção remota, e posterior validação no campo, com base em diversos critérios (tectónicos, geomorfológicos, hidrológicos, etc).

Dos muitos lineamentos detectados, o de Seixal-Machico, mais tarde identificado como uma falha, destacou-se pelo sua extensão e expressão geomorfológica. Com efeito o acidente, segundo aqueles autores, apresenta um comprimento de 38.5 km e direcção aproximada de 108º (N72ºW), de pendor muito elevado, e é associado a um degrau geomorfológico contínuo com abatimento do bloco norte. A identificação e análise feita por aqueles autores (expressa no mapa de lineamentos publicado) evidencia uma possível ramificação deste acidente, na sua terminação leste, para o sector Machico-Caniçal.

Trabalhos realizados no âmbito deste projecto, vieram corroborar que a terminação leste da Falha de Seixal-Machico intersecta a sequência do Complexo Principal no interflúvio Machico-Caniçal, muito embora neste troço a mesma não apresente a sua direcção média N70ºW, mas encontrando-se ligeiramente rodada para N50ºW.

Na área sul do interflúvio Machico-Caniçal é possível observar esta falha, em especial num afloramento situado no esporão rochoso que separa o Córrego do Ilhéu do Córrego do Pejal, a cerca de 250 metros de altitude, ligeiramente acima da vereda que liga o Pico do Facho ao Caniçal. Este afloramento é caracterizado pela presença de um nível piroclástico (com cerca de 1m de espessura) intercalado em escoadas lávicas (espessura média de 2m), cortado por um plano de falha de direcção N50ºW, subvertical, provocando cerca de 1m de separação aparente com abatimento do bloco norte. A observação cuidada deste afloramento não revela a existência de estrias ou caneluras que materializem a direcção e sentido de movimento, contudo foi possível notar uma caixa de falha de espessura reduzida (cerca de 10 a 15cm entre bordos) preenchida por material bastante fragmentado.

O sector da Baía d'Abra

O CP na zona da Baía de Abra encontra-se densamente cortado por falhas que se distribuem por duas famílias com direcções NW-SE (N45ºW – N55ºW) e E-W (N80ºW – N90º), apresentando inclinações fortes frequentemente para o quadrante Norte, nos acidentes mais importantes (Fig.1). De entre estes acidentes, destacam-se:

Falha da Pedra Furada (F1 na Fig.2) – de direcção E-W, inclinando 70º para norte. Esta falha apresenta um plano muito bem definido, que constitui inclusivamente um liso de falha que, neste local, coincide com a arriba. Com um deslocamento aparente em falha normal e abatimento do bloco norte superior a 15 metros, esta falha apresenta uma caixa de falha irregular com cerca de 20 cm entre bordos, preenchida por uma brecha. É igualmente possível observar que a caixa de falha se encontra localmente preenchida por um filão, que aproveitou assim a zona de fraqueza estrutural proporcionada por este acidente, para a sua instalação. Esta falha cria, neste local, uma zona de intensa fracturação de geometria complexa. Esta situação deve-se ao facto do seu plano de falha cruzar outros acidentes menores (secundários) com atitude geral N50ºW. Com efeito, esta faixa de intensa fracturação que se observa entre os planos de falha principais, apresenta planos menores com orientações e movimentações variadas. A sistematização destes planos não foi possível devido à ausência de marcadores verticais que auxiliem este estudo. Num plano subsidiário da Falha da Pedra Furada, 2 metros a sul, é possível observar

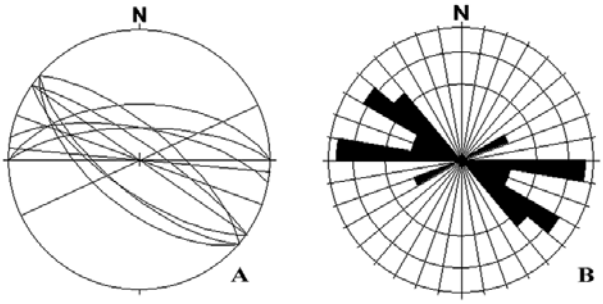


Fig. 1 – A) Projecção estereográfica dos principais planos de falha, da zona da Baía d'Abra (n=17, rede de Schmidt). Note-se a existência de duas famílias principais (E-W e NW-SE) e a predominância de planos a inclinar para o quadrante norte; B) Projecção em rosa vectorial dos principais planos de falha, da zona da Baía d'Abra (n=17, média=109.86). Note-se a existência de duas famílias principais (E-W e NW-SE).

estrias e caneluras oblíquas, o que de facto permite inferir uma certa componente horizontal associada ao movimento. A denominação de "Falha da Pedra Furada" deve-se ao facto de no seu prolongamento para oeste se localizarem os rochedos da Pedra Furada.

Falha do Estreito (F2) – com atitude N50ºW; 70º NE, a Falha do Estreito apresenta abatimento do bloco norte superior a 100 metros. Este acidente é o mais importante neste sector, apresentando caixa de falha com cerca de 50 cm de espessura, evidenciando intensa cataclase. À semelhança da Falha da Pedra Furada, encontra-se parcialmente preenchida por uma estrutura filoniana. Paralelamente a esta falha, cerca de 8 metros a sul, existe outra falha (F3) de características semelhantes (N55ºW; 70ºN), com separação inferior, apresentando igualmente abatimento do bloco norte. Este último acidente apresenta uma separação vertical aparente com cerca de 5 m. Outras falhas menores com planos de orientações semelhantes são frequentes nas imediações destes acidentes. As suas movimentações verticais relativas podem ser inferidas, usando como marcadores os níveis piroclásticos que as mesmas deslocam. A Falha do Estreito, assim como os outros planos mais discretos a ela associados, podem ser facilmente observados no corte natural proporcionado pelos troços de arriba da baía norte do Estreito, perpendiculares à estrutura. Este corte natural, que se encontra limitado a norte pela falha da Pedra Furada, evidencia a estreita relação entre estes acidentes e os filões que cortam a estrutura.

Rede filoniana

A instalação da rede filoniana encontra-se claramente controlada pela fracturação gerada por um regime de tectónica frágil. Por conseguinte é possível considerar uma rede filoniana orientada como uma estrutura de origem tectónica, e lícito relacionar a sua geometria com o campo de tensões que está na sua origem.

Na área estudada, tal como descrito anteriormente, existem dois sectores onde é possível obser-var a existência de uma rede filoniana muito densa: na costa norte no alinhamento Espigão Amarelo - Ponta do Bode – Baía d'Abra; e na costa sul, nas arribas do lado ocidental do interflúvio Machico-Caniçal – em ambos os locais a cortar a sequência do CP.

A medição sistemática de filões em toda a área estudada, entre o Ilhéu do Farol e a Portela, revelou uma elevada constância no que toca à geometria e atitude destas estruturas ao que parece independentemente da geração a que os mesmos pertencem. Verificou-se a existência de filões subverticais ou de pendor elevado (70-90º) com orientações distribuídas por duas famílias principais - NW-SE e E-W - tal como se pode observar na projecção em rosa vectorial das orientações para a área total, e para o sector da Baía d'Abra. É possível igualmente identificar uma terceira família menos importante, de direcção WNW-ESE. Muito raramente é possível observar a existência de filões com atitudes próximas da N-S, tal como se observa em dois exemplos na Baía d'Abra, e na zona da Ribeira Seca.

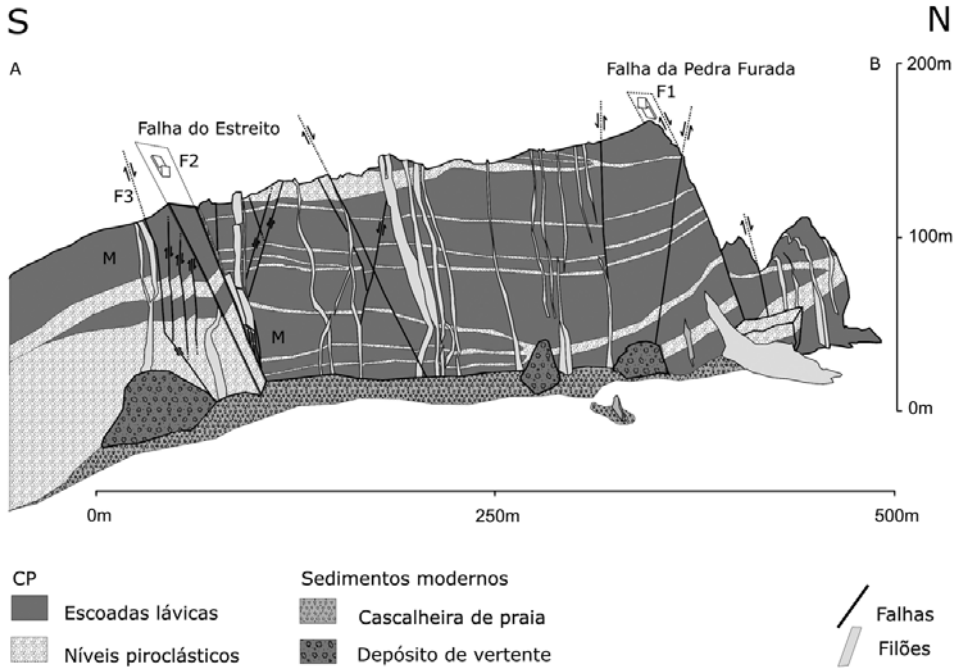


Fig. 2 – Cartografia das falhas presentes no sector da Baía d'Abra. É possível observar a existência de duas famílias de falhas neste sector.

Alinhamento de cones

Tal como os filões (expostos por erosão), também a expressão superficial do vulcanismo fissural (cones ou outros edifícios vulcânicos monogenéticos) tenderá a alinhar-se segundo as direcções dos acidentes tectónicos que os condicionaram sendo assim igualmente representativos do campo de tensões em vigor durante o período eruptivo em que se formaram.

Na área estudada verificou-se a existência de alinhamentos dos cones havaiano-estrombolianos existentes no topo da sequência do VM. Estas estruturas vulcânicas apresentam uma localização que define alinhamentos segundo as mesmas duas direcções preferenciais já observadas nos filões e falhas: NW-SE e E-W.

Deste modo, os cones de Cancela I, Srª da Piedade e Casa do Sardinha (Fonte do Geraldo) encontram-se alinhados segundo direcção próxima de NW-SE (N50ºW ±10º); e os cones de Cancela I e Cancela II alinham-se segundo direcção E-W.

A coincidência de estruturas vulcânicas (rede filoniana, alinhamento de cones) e tectónicas, permite formular a hipótese de existir importante controlo tectónico do vulcanismo nesta região.

Falha de Seixal-Machico

A Falha de Seixal-Machico foi descrita (FONSECA *et al.*, 1998a, 1998b) como um acidente de desligamento direito normal com abatimento do bloco norte, confirmado em alguns afloramentos localizados. Estes autores referem que a maioria das estrias observadas indicam movimentação oblíqua em desligamento direito associado a componente vertical. A abertura em regime direito é, também comprovada pelo padrão cartográfico dos filões da região central da ilha, com atitude N30ºW, compatíveis com uma abertura de fendas escalonadas.

Os autores referem igualmente que o acidente parece afectar, na ribeira do Faial, uma escoada datada de 1.09 a 1.26 Ma (MATA, 1996), que correu dentro de um vale, sugerindo actividade neotectónica nesta estrutura.

Os dados de campo obtidos no sector a leste de

Machico revelam uma movimentação, contudo, mais discreta. Nos afloramentos onde esta foi estudada, não foi possível identificar qualquer tipo de marcadores cinemáticos seguros, passíveis de utilização para uma quantificação segura do sentido e valor do deslocamento deste acidente. A ausência de estrias e/ou caneluras é, infelizmente, uma realidade até à data.

Contudo, a observação deste acidente nestes afloramentos permite, utilizando os limites e a atitude dos depósitos vulcânicos $^{3}/_{4}$ níveis piroclásticos e escoadas lávicas $^{3}/_{4}$ uma estimativa grosseira de separações horizontais e verticais máximas. Assim o afloramento presente no esporão entre o Córrego do Ilhéu e o Córrego do Pejal, revela abatimento do bloco norte resultante de movimentação com separação máxima vertical de cerca de 1m, sepa-ração máxima horizontal em regime direito, com cerca de 1.5m, ou movimentação oblíqua intermédia entre aquelas duas situações.

O sector da Baía d'Abra

Os acidentes presentes no sector da Baía d'Abra demonstram características muito semelhantes entre si. Estes são, na sua generalidade, acidentes de pendor muito elevado, de atitudes muito constantes, e em geral inclinando para norte. Em termos de cinemática a análise é contudo complexa. Mais uma vez a ausência de marcadores seguros (estrias ou caneluras) ou a inacessibilidade dos planos de falha tornam difícil uma correcta caracterização dos movimentos associados a estes acidentes.

A análise cuidada de cada falha, permite apenas uma quantificação aproximada das separações verticais e horizontais máximas.

Assim, temos:

Falha da Pedra Furada (F1) (E-W, 70ºN) – nos afloramentos acessíveis a Falha da Pedra Furada não apresenta qualquer tipo de estrias ou caneluras; contudo, utilizando a estratificação dos materiais vulcânicos que constituem a sequência neste local, é possível inferir um deslocamento vertical máximo aparente de cerca de 15 metros, com abatimento do bloco norte. Quanto à componente de desligamento, se existir, é bastante difícil a sua quantificação. Ainda assim, utilizando a inclinação da estratificação (N5ºW; 25ºE) deduz-se que esta poderá ter sido na ordem de alguns metros em regime direito. Junto da vereda que liga a Porta d'Abra à Casa do Sardinha, no colo que se situa em frente ao Ilhéu do Guincho, existe um plano subsidiário de atitude N55ºW; 90º. Este plano morre de encontro a um dos planos que constituem a Falha da Pedra Furada, e neste local é possível observar caneluras oblíquas, com ligeira componente de desligamento esquerdo. Como já foi mencionado este local é uma zona de cruzamento de falhas, encontrando-se intensamente fracturado; identificam-se dezenas de planos menores com orientação muito variada, e pequena movimentação.

Falha do Estreito (F2) (N50ºW; 70ºN) – a Falha do Estreito é a estrutura de maior importância neste sector. Esta falha, que exibe uma caixa de falha importante, preenchida por brecha de falha, também não exibe estrias ou caneluras. Apresenta, contudo, separação normal aparente de cerca de 100m com abatimento do bloco norte. É possível quantificar esta separação, ainda que de um modo grosseiro, utilizando uma escoada lávica de grande espessura, identificada em ambos os bordos do acidente (identificada com a letra M no corte da (fig.3). Quanto à existência de movimentação horizontal é difícil concluir; contudo, utilizando a inclinação dos materiais vulcânicos, é possível estimar que, a existir, poderá atingir um máximo de 5 dezenas de metros em desligamento esquerdo. Com efeito, nesta zona e na zona da Falha da Pedra Furada, existem alguns planos secundários, mais discretos, que aparentam este tipo de movimentação, além de que uma mesma falha apresenta movimentações verticais aparentes opostas consoante o nível de referência considerado; isto sugere uma componente de desligamento mesmo que ligeira. A falha F3, quase paralela a esta, mas com separação inferior (cerca de 6m), apresenta igualmente um abatimento do bloco norte, sendo muito difícil perceber a componente de desligamento possível, devido à ausência de níveis de referência seguros.

Esta geometria sugere que uma cinemática em falha normal, com componente horizontal reduzida, é a mais provável para estes acidentes.

DINÂMICA

Em termos da interpretação dinâmica levantam-se três questões principais: qual a orientação do campo de tensões que deu origem às estruturas presentes na área? Tratar-se-á de um campo de tensões

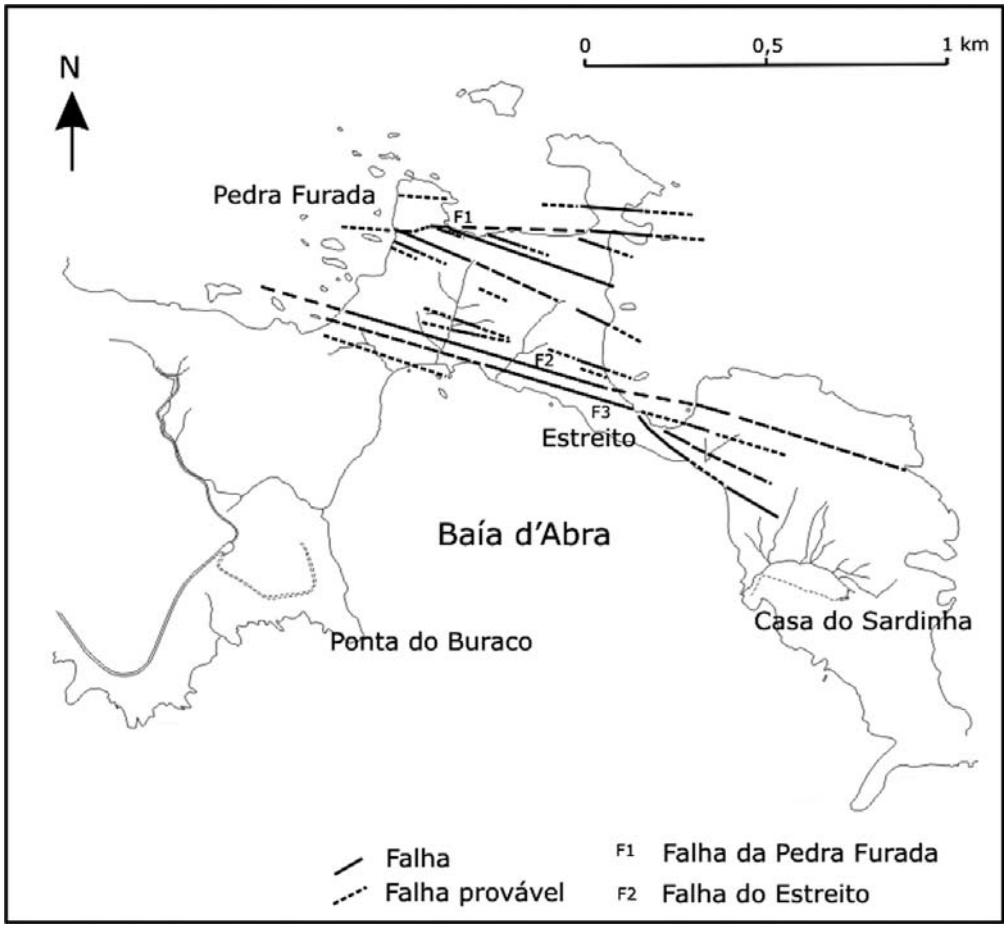


Fig. 3– Arriba W da baía a N do Estreito. Observam-se as separações normais aparentes destacando-se a falha do estreito (F2), com cerca de 100 m de separação normal, com abatimento do bloco norte. Este corte revela igualmente a relação entre as estruturas filonianas e os acidentes tectónicos.

regional, local ou uma sobreposição dos dois? Terá havido uma evolução temporal do campo de tensões, ou manteve-se estável no tempo?

A geometria e cinemática dos acidentes presentes na área, sugere que as estruturas tenham sido geradas por tectónica essencialmente distensiva, que originou uma estrutura em *horsts* e *grabens*, tal como é possível de observar no sector da Baía d'Abra. Por conseguinte propomos um campo de tensões com a direcção de compressão principal vertical, e direcção de compressão mínima orientada segundo a direcção aproximada de NNE-SSW. A existência de grande número de acidentes (de direcção geral NW-SE e E-W, subverticais ou de pendor elevado) preenchidos por uma densa rede filoniana, permite inferir que a direcção de compressão mínima compatível é perpendicular à direcção média destes acidentes fl distensão segundo a direcção NNE-SSW fl como atesta a presença de deslocamentos importantes em falha normal, presente na maioria dos acidentes existentes na área.

A presença de raros filões de orientação N-S, e uma movimentação essencialmente de componente vertical, em falha normal, na maioria dos acidentes, parece indicar que a direcção de compressão principal, se apresentou segundo uma atitude subvertical.

Este campo de tensões, deduzido para o sector a leste de Machico, parece ser compatível com o campo de tensões idêntico para a totalidade da ilha da Madeira, tendo em conta que a morfologia da ilha sugere um crescimento segundo um eixo aproximadamente E-W, originado por um vulcanismo do tipo fissural, muito provavelmente controlado tectonicamente.

Considerando que:

A rede filoniana e a maioria dos acidentes afecta o CA e, menos intensamente o CP, e que apresentam atitudes semelhantes;

Parece existir um controlo tectónico das estruturas vulcânicas contemporâneas do VM (provavelmente quaternária).

Então será lícito pensar que o campo de tensões que deu origem aos acidentes tectónicos e que propiciou as intrusões filonianas se manteve mais ou menos constante ao longo do tempo e se prolongou, embora com menos intensidade, até à época do vulcanismo mais recente encontrada na área estudada (VM). Devemos chamar a atenção para o facto de que os cones vulcânicos alinhados se encontram no topo da sequência, apresentando morfologia razoavelmente preservada, o que indica actividade recente.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Esta relação entre as estruturas vulcano-tectónicas e o campo de tensões inferido é bastante similar ao modelo proposto (WALKER 1987) para a estrutura de um braço de *rift* de *hotspot*, estudado na ilha de Oahu, Havai.

A ilha de Oahu é, tal como a Madeira, um exemplo de edifício vulcânico formado por uma situação de *rift* de *hotspot*, tal como as restantes ilhas havaianas. Estes edifícios vulcânicos são geralmente estruturas muito volumosas, com grande desenvolvimento vertical e vertentes de pendores elevados, que se desenvolvem geralmente até dimensões de vários quilómetros de espessura em pequenas extensões horizontais (5-6 km de altura a partir do fundo oceânico, em cerca de 60-70 km de extensão). Este facto condiciona claramente o campo de tensões, devido aos esforços verticais resultantes do peso do empilhamento vulcânico gerado. Existe assim um tensor gravitacional importante que não pode ser ignorado.

Se descreve (WALKER, 1987) a estrutura interna do braço de *rift* materializado pelo campo filoniano de Koolau, na ilha de Oahu: este campo filoniano é caracterizado por: uma constância de atitudes, segundo a direcção geral do braço de *rift*; inclinações de pendor elevado em sentidos opostos (60-85º); grande concentração ao longo desta estrutura (situação análoga à observada no sector a leste de Machico). Este autor baseou-se em estudos pormenorizados da geometria deste enxame filoniano (atitude, concentração, espessura, sentidos de abertura), e comparou-o com sistemas filonianos do leste da Islândia (dominados por uma situação de *rift* de alastramento oceânico em contraste com a situação de *rift* de *hotspot*) (fig.4).

Com efeito, (WALKER, 1987) se refere que *"In many dike swarms elsewhere in the world the dikes are vertical or approximately so, as documented in Iceland (Gudmundsson 1983, 1984). The problem is why the dikes of the Koolau complex systematically depart from verticality. Dikes are conventionally interpreted to lie in the plane containing the maximum and intermediate principal stress axes and thus at right angles to the minimum principal stress axis. On the other hand, in an extensional tectonic setting in which horsts and grabens form, sets of normal faults form on planes oriented at about 20º on either side of the vertical plane that contains the maximum and intermediate stress axes. Vertical dikes like those in Iceland and complementary sets of faults both form in an extensional setting."*

Então como se poderá relacionar uma situação com diques de orientação vertical, com uma situação similar à de Koolau, onde a atitude das falhas normais e dos filões se desvia da vertical?

Este autor propõe ainda que *"the explanation for this is that Hawaiian volcanoes, being high-standing and comparatively steep structures (the Koolau volcano rises 5 km above the deep ocean floor in 60 km), have a strong tendency to spread laterally (Fyske and Jackson, 1972) and have axes of minimum and intermediate stress both lying on the horizontal plane. The maximun stress axis is vertical and greatly exceeds the other two. In contrast fissure eruptions in Iceland occur in a setting in which the tendency for gravitationally induced lateral spreading is small (Iceland rises only 3 km above the deep ocean floor in 300-400 km), and under these conditions the maximum stress axis may be horizontally oriented in this direction and if vertical will not be much greater in magnitude than the other two (compare with Keith, 1981). It is postulated that dikes in this situation tend to be vertical."*

Comparando as dimensões gerais do edifício

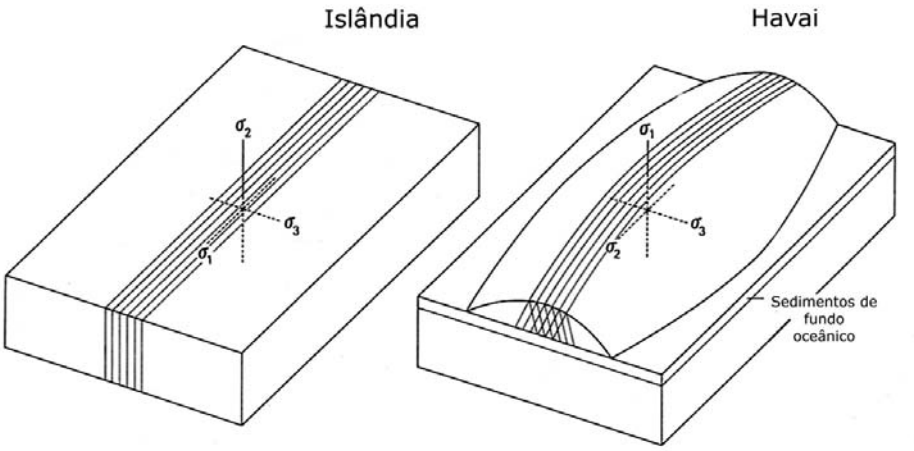


Fig. 4 – Representação do campo de tensões, associado aos acidentes tectónicos e estruturas vulcânicas identificados no sector estudado.

vulcânico que constitui a ilha da Madeira (edifício que inclui as Desertas e provavelmente Porto Santo, apesar de esta ilha ser mais antiga), com as dimensões de Oahu (ou outras ilhas havaianas como a de Havai, onde estruturas idênticas se observam), temos:

Edifício vulcânico da Madeira – sobe cerca de 2.5 km acima da crista Tore-Madeira (caso se considere esta estrutura como o nível a partir do se edificou), ou cerca de 5.3 km acima da planície abissal da Madeira (caso se considere esta como o nível de base), numa extensão aproximada de 50 km. Este edifício, (SCHMINCKE (1982), apresenta um volume aproximado de 9.2 x 10^3 km^3, em que apenas 4.2% se encontra emerso.

Edifício de Koolau (Oahu) – eleva-se cerca de 5 km de altura, em 60 km de extensão.

Edifício de Mauna Kea (Havai) – sobe cerca de 10 km em 80 km de extensão, o maior vulcão da terra, e provavelmente a maior montanha da terra.

Assim, sendo a Madeira considerada como um grande vulcão (ou conjunto de vulcões) em escudo – vulcão do tipo Havaiano (fig. 5). Se atendermos com pormenor às características do campo filoniano do sector a leste de Machico (e provavelmente do conjunto da ilha), reparamos que este é muito semelhante a campo de Koolau. Tendo em conta o modelo formulado (WALKER 1987), este facto poderá estar relacionado com o menor volume do edifício vulcânico da Madeira, comparativamente ao da ilha de Oahu (e da maioria das ilhas havaianas referenciadas). Esta situação poderá implicar uma menor carga vertical, e consequentemente um menor s_1, condicionando a geometria dos acidentes, originando maiores pendores. Tendo em conta este raciocínio defendemos para a Madeira um modelo análogo, onde o peso da coluna vulcânica gerada condiciona um campo de tensões em que a direcção de compressão principal é subvertical, ou seja, de origem essencialmente gravitacional.

AGRADECIMENTOS

À Secretaria Regional do Ambiente e ao Centro de Estudos da Macaronésia, da Universidade da Madeira, entidades financiadoras do Projecto "Cartografia Geológica da Ilha da Madeira", no qual se inseriu este trabalho. Um agradecimento especial ao Professor A. Serralheiro (FCUL, Lisboa) pela revisão crítica do manuscrito original.

Recibido:2/4/2005
Aceptado:12/5/2005

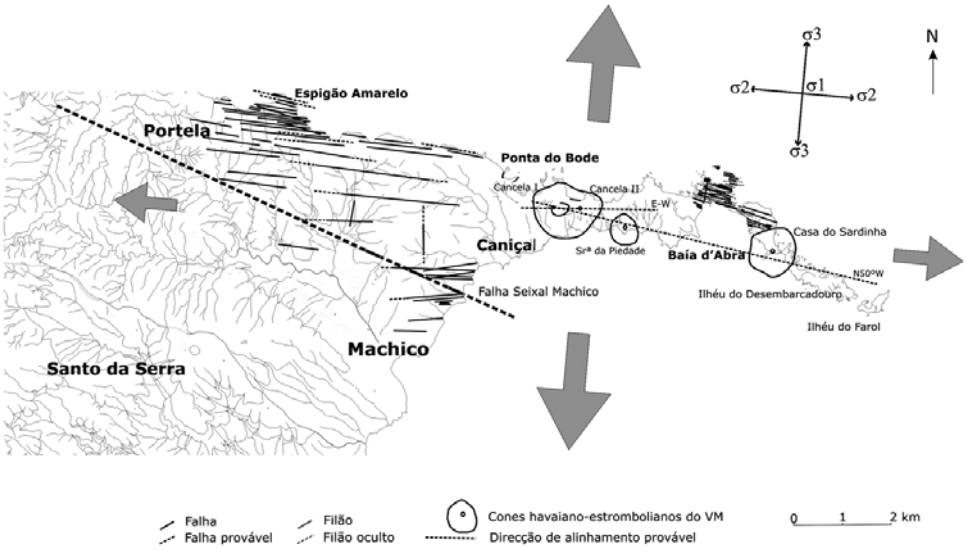


Fig. 5 – Comparação de zonas de rift em dois contextos tectónicos distintos, exibindo as direcções de compressão máxima (s1), intermédia (s2) e mínima (s3) inferidas. Um rift de alastramento oceânico é exemplificado pela Islândia, que se ergue 3 km acima do fundo oceânico numa extensão de 300-400 km. Um edifício vulcânico intraplaca é exemplificado pelo vulcão de Koolau em Oahu (Havai), que se ergue a 5 km do fundo oceânico em 60 km de extensão. A zona de rift islandesa poderá ser vista como sendo confinada em ambos os extremos, sendo favorecida a formação de filões verticais. O edifício havaiano não se encontra lateralmente confinado, sendo livre de se mover no leito de sedimentos de fundo oceânico subjacente; Deste modo s1 é muito maior que s2 e s3 e a formação de filões inclinados, em duas famílias complementares, é favorecida (adaptado de WALKER, 1987).

REFERÊNCIAS

FONSECA, P.E.; MATA, J. & RODRIGUES, D. (1998a). Preliminary data on the tectonic lineaments from Madeira island. In: CHAMINÉ, H.I.; DIAS, G.; RIBEIRO, M. & BORGES, F.S. (coords.), Resumos Alargados da 4ª Conferência Anual do Grupo de Geologia Estrutural e Tectónica, GGET'98. *Geologos,* Rev. Dep. Geol. Univ. Porto, 2: 89-90.

FONSECA, P.E.; MATA, J. & MUNHÁ, J. (1998b) Tectonic lineaments from Madeira island evidenced from satellite image analysis and preliminary geological data. *Comun. Inst. Geol. Min.*, Lisboa 84 (1): D101-D104.

FONSECA, P.E.; MADEIRA, J.; SERRALHEIRO, A.; RODRIGUES, C.F.; PRADA, S.N. & NOGUEIRA, C. (2000). Dados geológicos preliminares sobre os lineamentos tectónicos da Ilha da Madeira. *2ª Assembleia Luso Espanhola de Geodesia e Geofísica*, Lagos. S09-02, pp. 351-352.

GALOPIM DE CARVALHO, A. & BRANDÃO, J. (1991). Geologia do Arquipélago da Madeira. *Mus. Nac. Hist. Nat. Univ. Lisboa*. 170 pp.

GELDEMACHER, J.; BOGAARD, P.; HOERNLE, K. & SCHMINCKE, H. (2000). Ar age dating of the Madeira Archipelago and hot spot track (Eastern and North Atlantic). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. Vol.1.

KULLBERG, M.C. & KULLBERG, J.C. (2000). Tectónica das regiões de Sintra e Arrábida. *Memória de Geociências*, Mus. Nac. Hist. Nat. Univ. Lisboa, nº2.

MATA, J.S. (1996) *Petrologia e Geoquímica das Lavas da Ilha da Madeira: implicações para os modelos de evolução mantélica*. Universidade de Lisboa. 471 pp. (Tese de Doutoramento).

MATA, J.S.; BOSKI, T.; BOVEN, A. & MUNHÁ, J. (1995). Geocronologia das lavas da Madeira: novas datações K-Ar. *Gaia*, Rev. Mus. Nac. Hist. Nat. Univ. Lisboa, 11: 53-56.

MITCHELL-THOMÉ, R. C. (1979). Notes on the Geomorphology of Madeira. *Boletim Museu de Municipal do Funchal (História Natural)*, 32: 5-18.

NASCIMENTO PRADA, S. & SERRALHEIRO, A. (2000). Stratigraphy and evolutionary model of Madeira Island. *Bocagiana, Museu de Municipal do Funchal (História Natural)*, 200: 1-13.

PRADA, S.N. (2000) *Geologia e recursos hídricos subterrâneos da ilha da Madeira*. Universidade da Madeira, 351 pp. (Tese de Doutoramento).

PORTUGAL FERREIRA, M. P.; MACEDO, C. R. & FERREIRA, J. F. (1988). K-Ar Geochronology in the Selvagens, Porto Santo and Madeira Islands (Eastern Central Atlantic): a 30 My spectrum of submarine and subaerial volcanism. *Lunar Plan. Inst.*, 19: 325-326.

PORTUGAL FERREIRA, M. P.(1985) Evolução geocronológica e paleomagnética das ilhas do arquipélago da Madeira – uma síntese. *Mem. & Not. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, 99: 213-218.

RAMALHO, R.; MADEIRA, J.; FONSECA, P.; PRADA, S.; SERRALHEIRO, A. & RODRIGUES, C.F. (2003a). Cartografia geológica da Ilha da Madeira: dados preliminares da estratigrafia e estrutura da região de Machico-Ponta de São Lourenço. *Ciências da Terra*, Volume Especial V, VI Congresso Nacional de Geologia, Universidade Nova de Lisboa, pp. 18.

RAMALHO, R.; MADEIRA, J.; FONSECA, P.; PRADA, S.; SERRALHEIRO, A. & RODRIGUES, C.F. (2003b) Volcanic and Tectonic structure of Ponta de São Lourenço (Madeira Island). *II Symposium of Island Ecosystems*, Funchal.

RAMALHO, R.; MADEIRA, J.; FONSECA, P.; PRADA, S.; SERRALHEIRO, A. & RODRIGUES, C.F. (2003c). The importance of erosive episodes in the evolution of Madeira Island – preliminary data. *II Symposium of Island Ecosystems,* Funchal.

RIBEIRO, A.; CABRAL, J.; BAPTISTA, R. & MATIAS, L. (1996) Stress pattern in Portugal and the adjacent Atlantic region, West Iberia. *Tectonics*, 15 (2): 641-659.

RIBEIRO, L. (2001). *Estudo Petrológico e Geoquímico de três sequências lávicas da Ilha da Madeira – Implicações petrogenéticas*. Universidade de Lisboa. (Tese de Mestrado).

SCHMINCKE, H. U. (1982). Volcanic and chemical evolution of the Canary islands. In: RAD, U. *et al.* (eds.), Geology of the Northwest African continental margin. *Springer-Verlag*. pp 273-305.

WALKER, G. P. L. (1987). The dike complex of Koolau Volcano, Oahu: internal structure of a Hawaiian Rift Zone. In: DEQUER, R. W.; WRIGHT, T. L. & STAUFFER, P. H. (eds.), Volcanism in Hawaii. *USGS Professional Paper Nº 1350*, 2: 961-993.

WALKER, G. P. L. (2000) Basaltic volcanoes and volcanic systems. In: SIGURDSSON, H. (ed.) *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press. pp. 283-290.

ZBYSZEWSKI, G.; MEDEIROS, A.C. & FERREIRA, O.V. (1974a). *Carta Geológica de Portugal na escala 1/50.000, Folha "A" (Ilha da Madeira).* Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.

ZBYSZEWSKI, G.; MEDEIROS, A.C. & FERREIRA, O.V. (1974b) *Carta Geológica de Portugal na escala 1/50.000, Folha "B" (Ilha da Madeira).* Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.

ZBYSZEWSKI, G.; FERREIRA, O.V.; MEDEIROS, A.C.; AIRES-BARROS, L.; Silva, L.C.; MUNHÁ, J. & BARRIGA, F. (1975). *Notícia Explicativa das Folhas "A" e "B" da Ilha da Madeira. Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa. 53pp.

Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe
Coruña. 2005. Vol. 30, pp. 235-258

ISSN: 0213-4497

Sequências ofiolíticas internas da zona de Ossa-Morena: implicações geodinâmicas na evolução da Cadeia Varisca Ibérica

Internal Ossa-Morena Zone Ophiolitic sequences: geodynamic implications for the evolution of the SW branch of the Iberian Variscan Chain

[1]PEDRO, J.C.; [2]ARAÚJO, A.; [3]FONSECA, P.E. E [4]MUNHÁ, J.M.

Abstract

The Internal Ophiolitic Sequences correspond to allochthonous oceanic crust fragments that outcrop near the SW boundary of the Ossa-Morena Zone (Évora-Beja Domain), in an internal position relative to the Beja-Acebuches Ophiolitic Complex. The Internal Ophiolitic Sequences occur as tectonic imbrications or klippen, in the Moura Phyllonitic Complex. Despite deformation and metamorphism (greenschist/amphibolite facies), they still preserve a typical ophiolitic internal stratigraphy identical to the one described for many LOT ("Lherzolitic Ophiolite Type") ophiolites.

Geochemical data indicates that the Internal Ophiolitic Sequences have variable tholeiitic chemistry, transitional between N-MORB and E-MORB. Petrogenetic modelling suggests that the observed geochemical variations reflect both mantle source heterogeneity and partial melting processes. The Internal Ophiolitic Sequences geochemistry indicates that their igneous protholites formed in an anorogenic tectonomagmatic environment, like the ocean ridge basins, without any influence of orogenic components related to subduction mechanisms. These features contrast markedly with those reported for the Beja-Acebuches Ophiolitic Complex, which have been interpreted as representing oceanic crust generated in a "back-arc" setting,. tThus, supporting the existence of two distinct oceanic basins (ocean ridge and back-arc) during the geodynamical evolution of the SW Iberian Variscan Chain. Therefore, the Internal Ophiolitic Sequences in the Ossa-Morena Zone reflect the early oceanization events during the Variscan Orogeny.

Key words: Ophiolites, Ossa-Morena Zone, MORB, anorogenic magmatism, ocean basins, Iberian Variscan Belt.

Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe
Coruña. 2005. Vol. 30, pp.

(1) Departamento de Geociências, Universidade de Évora, 7000 Évora, Portugal e Centro de Geologia, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Ed. C6, Campo Grande, 1700 Lisboa, Portugal.
(2) Departamento de Geociências e Centro de Geofísica de Évora, Universidade de Évora, 7000 Évora, Portugal.
(3) Departamento de Geologia e Laboratório de Tectonofísica e Tectónica Experimental, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Ed. C6, Campo Grande, 1700 Lisboa, Portugal.
(4) Departamento de Geologia e Centro de Geologia, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Ed. C6, Campo Grande, 1700 Lisboa, Portugal.

INTRODUÇÃO

O Maciço Ibérico aflora na parte ocidental da Península Ibérica (figura 1.A); trata-se de um fragmento de soco varisco, com idades que vão do Precâmbrico ao Paleozóico superior, parcialmente coberto por formações meso-cenozóicas. O Maciço Ibérico foi inicialmente subdividido por LOTZE (1945) em seis zonas (LOTZE, 1945) com diferentes características paleogeográficas, metamórficas e estruturais (fig.ura 1.B). Posteriormente as seis zonas foram reinterpretadas e redefinidas por vários autores (BARD, 1969; JULIVERT *et al*., 1974; RIBEIRO *et al*., 1979, 1990), mas mantiveram, no seu essencial, os limites inicialmente estabelecidos por (LOTZE, (1945).

O Maciço Ibérico representa o segmento SW de soco varisco europeu onde não se registaram reactivações significativas durante os eventos tectonometamórficos alpinos (DALLMEYER & MARTÍINEZ GARCIA, 1990). Relaciona-se com a restante Cadeia Varisca Europeia através do Arco Ibero-Armoricano (ARTHAUD & MATTE, 1977; BURN & BURG, 1982; MATTE, 1986; BURG *et al.,* 1987; DIAS & RIBEIRO, 1994), que é uma megaestrutura que confere um aspecto arqueado à Cadeia Varisca Europeia (fig.ura 1.C), e cuja génese é explicada pelos modelos de colisão continental oblíqua (BURN & BURG, 1982; MATTE, 1986; RIBEIRO *et al*., 1990). Por outro lado, os mesmos modelos justificam a existência de diferenças estruturais e paleogeográficas significativas nos ramos N e S da virgação, bem como a ocorrência de ofiolitos nos ramos N (ofiolito de Lizard) e S (Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches) da Cadeia Varisca Europeia, os quais materializam zonas de suturas variscas responsáveis pelo fecho de bacias oceânicas (MATTE, 1986; CRESPO-BLANC & OROZCO, 1988; FONSECA, 1997; FONSECA *et al*., 1999; SIMANCAS *et al*., 2002).

A Zona de Ossa-Morena é uma zona tectonoestratigráfica constituinte do Maciço Ibérico. Apresenta afinidades norte "gondwanicas", que contrastam com afinidades armoricanas do restante Maciço Ibérico e dos domínios setentrionais da Cadeia Varisca Europeia (ROBARDERT & GUTIERREZ MARCO, 1990). Embora não sendo unanimemente aceite, em termos gerais, é possível definir para Zona de Ossa-Morena dois ciclos tectónicos: um cadomiano, responsável pela acreção da Zona de Ossa-Morena ao Autóctone Ibérico durante o Proterozóico Superior (MATA & MUNHÁ, 1986; QUESADA, 1990; QUESADA *et al*., 1990; RIBEIRO *et al*., 1990; ABALOS *et al*., 1991); e outro varisco, o qual é responsável pela maioria das fases de deformação, estruturas e eventos metamórficos e magmáticos observáveis na Zona de Ossa-Morena (RIBEIRO *et al*., 1990; MATA & MUNHÁ, 1990; QUESADA *et al*., 1994; ARAÚJO, 1995; FONSECA, 1995; ROSAS, 2003). Para além destas características, a Zona de Ossa-Morena distingue-se, ainda, por ser limitada meridionalmente pelo Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches, que materializa uma importante sutura varisca, entre a Zona de Ossa-Morena e a Zona Sul-Portuguesa, (MUNHÁ *et al*., 1986; CRESPO-BLANC & OROZCO, 1988; QUESADA *et al*., 1994; ARAÚJO, 1995; FONSECA, 1995; FONSECA *et al*., 1999), e cuja génese está relacionada com os processos de subducção/obducção, vergentes para N, vigentes no bordo SW da Zona de Ossa-Morena durante o ciclo varisco. Por outro lado, os registos magmáticos, metamórficos e sedimentares da Zona de Ossa-Morena variam em função do andar estrutural e da idade das formações permitindo a vários autores (CARVALHO *et al*., 1971; CHACÓN, *et al*., 1983; APALATEGUI *et al*., 1990; OLIVEIRA *et al*., 1991; ARAÚJO & RIBEIRO, 1995) dividir a Zona de Ossa-Morena em diferentes domínios.

Junto ao bordo SW da Zona de Ossa-Morena (fig.ura 2) individualizam-se o Complexo Ígneo de Beja e o Domínio de Évora-Beja. O Complexo Ígneo de Beja instala-se ao longo do bordo SW da Zona de Ossa-Morena (FONSECA, 1995) entre o Devónico médio-superior e o Carbónico, mais precisamente entre o Givetiano-Frasniano e o Tournaciano-Viseano (CONDE & ANDRADE, 1974; SANTOS *et al*., 1987; DALLMEYER *et al*., 1993). É constituído por diferentes maciços de rochas intrusivas, geneticamente relacionados com a subducção varisca entre a Zona de Ossa-Morena e a Zona Sul-Portuguesa, aos quais se associam espacialmente episódios de actividade vulcânica (ANDRADE *et al*., 1991, 1992). O Domínio de Évora-Beja é constituído por formações sedimentares, vulcano-sedimentares e por ortognaisses, do Proterozóico superior/Paleozóico inferior, que ocorrem preferencialmente nos núcleos dos antiformas. No seu conjunto, estas formações definem

uma sequência parautóctone, que eventualmente poderá conter termos litológicos representativos do soco da Zona de Ossa-Morena. Sobre a sequência parautóctone ocorrem formações alóctones, paleozóicas, de natureza sedimentar ou vulcano-sedimentar, que tendem a ocorrer em antiformas e sinformas, geralmente com direcção NW-SE.

O Complexo Filonítico de Moura quer pela sua extensão cartográfica (aflora numa área superior à centena de Km^2, estendendo-se para Espanha – Formação Cubito), quer pelo seu significado geodinâmico é a formação alóctone mais importante do Domínio de Évora-Beja (ARAÚJO, 1995; ARAÚJO *et al.*, 1998). Trata-se de uma formação bastante deformada, constituída por mantos alóctones colocados tectonicamente sobre a sequência parautóctone. Petrograficamente, no Complexo Filonítico de Moura, individualiza-se uma unidade metassedimentar, na fácies dos xistos verdes, com xistos pelíticos, essencialmente sericitico-cloríticos, com variações biotíticas, moscovíticas e siliciosas, e intercalações de uma outra unidade, de natureza vulcânica, essencialmente básica, com grau metamórfico entre as fácies dos xistos verdes e anfibolítica. No interior do Complexo Filonítico de Moura ocorrem, também, imbricações de rochas com diferentes proveniências e significados geotectónicos distintos: (1) rochas provenientes das formações parautóctones, (2) eclogitos e xistos azuis, representativos de um evento tectonometamórfico varisco de alta pressão (De JONG *et al.*, 1991; FONSECA *et al.*, 1993; PEDRO, 1996; MOITA, 1997; LEAL *et al.,* 1997; FONSECA *et al.*, 1998; FONSECA *et al.*, 1999; LEAL, 2001) e (3) fragmentos ofiolíticos (fig.ura 3), designados por Sequências Ofiolíticas Internas, que possuem assinaturas geoquímicas e significados geotectónicos distintos dos estabelecidos para o Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches (ARAÚJO *et al.*, 1993; PEDRO *et al.*, 1998; FONSECA *et al.*, 1999; PEDRO *et al.,* 2003a, 2003b; PEDRO, 2004). As características estruturais do Complexo Filonítico de Moura, bem como a diversidade e significado das rochas imbricadas no seu interior, permitem interpretar esta formação como uma "mélange" tectónica geneticamente relacionada com a sutura varisca do ramo SW da Cadeia Varisca Ibérica (ARAÚJO, 1995; ARAÚJO *et al.*, 1998; PEDRO, 2004).

Neste trabalho apresentam-se as características geológicas e geoquímicas das Sequências Ofiolíticas Internas, discute-se o seu significado geotectónico e comparam-se as naturezas dos protólitos ígneos das Sequências Ofiolíticas Internas e do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches, que indicam o envolvimento de diferentes tipos de crusta oceânica, provenientes de bacias oceânicas distintas, durante a evolução geodinâmica do ramo SW da Cadeia Varisca Ibérica.

SEQUÊNCIAS OFIOLÍTICAS INTERNAS

Encuadramento geológico

Estudos realizados no Domínio de Évora-Beja (ARAÚJO *et al.*, 1993; SOUSA *et al.*, 1993;, ARAÚJO, 1995; FONSECA, 1995; SOUSA, 1996; PEDRO *et al.*, 1998) permitiram reconhecer, numa posição interna relativamente ao Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches, sequências de rochas ultrabásicas e básicas típicas de litosfera oceânica. Estas, localizam-se junto ao limite SW da Zona de Ossa-Morena e correspondem às Sequências Ofiolíticas Internas (PEDRO, 2004). Ocorrem sob a forma de "klippes" ou imbricações tectónicas no interior do Complexo Filonítico de Moura (fig.ura 3) e afloram em cinco sectores diferentes, referenciados de acordo com a sua localização geográfica e que são: S. Lourenço, Oriola, Vila Ruiva, Antas e Santana.

Sector de San Lourenço

O sector de S. Lourenço foi a primeira Sequência Ofiolítica Interna identificada na Zona de Ossa-Morena (ARAÚJO *et al.*, 1993; SOUSA *et al.*, 1993). Localiza-se no vale do rio Guadiana, aproximadamente a 1,5 Km a SSW da Vila de Pedrogão e consiste numa sequência anfibolítica imbricada no Complexo Filonítico de Moura (fig.ura 4).

A sequência anfibolítica corresponde a um fragmento de crusta oceânica incompleta, onde estão representadas as unidades superiores, faltando os termos ultrabásicos e os cumulados máficos. Litologicamente identificam-se anfibolitos finos e grosseiros, que correspondem a metabasaltos e metagabros, respectivamente. Os metagabros apresentam texturas tipo "flasergabros" e são cortados por estruturas que sugerem tratar-se de injecções de

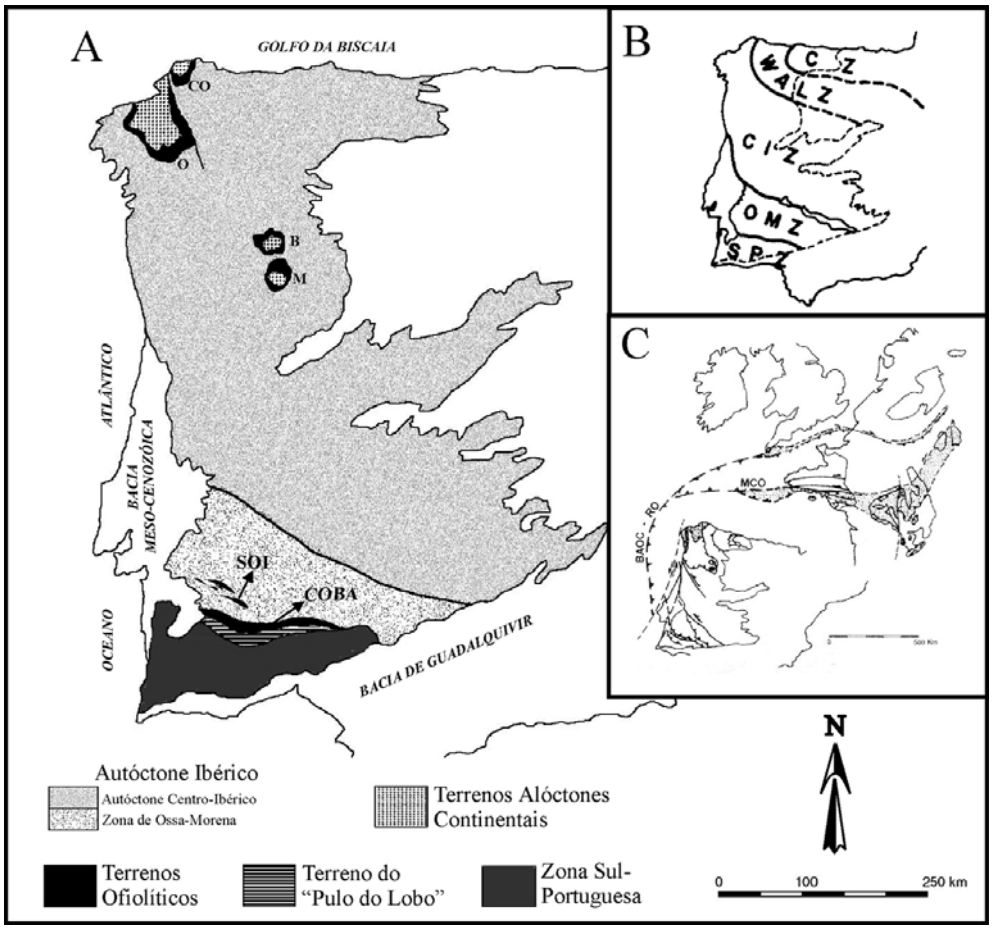


Fig. 1.A – Mapa simplificado dos terrenos tectonoestratigráficos do Maciço Ibérico (adaptado de RIBEIRO et al., 1990, QUESADA, 1992 & FONSECA, 1995). CO: Cabo Ortegal, O: Ordenes, B: Bragança, M: Morais, SOI: Sequências Ofiolíticas Internas da Zona de Ossa-Morena, COBA: Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches.
B – Divisões do Maciço Ibérico propostas por JULIVERT et al. (1974).CZ: Zona Cantábrica, WALS: Zona Oeste-Astúrico-Leonesa, CIZ: Zona Centro-Ibérica, OMZ: Zona de Ossa-Morena, SPZ: Zona Sul-Portuguesa.
C – Correlação entre as suturas variscas na Europa Ocidental (segundo DIAS & RIBEIRO, 1994). As áreas a ponteado correspondem a mantos de níveis estruturais profundos e ofiolíticos. MCO: Oceano do Maciço Central; BAOC-OR: Ofiolito de Beja-Acebuches – Oceano Rheic.

diques em gabro, mas que (pelo menos localmente) correspondem a zonas de cisalhamento com acentuada recristalização metamórfica. Os metabasaltos nas zonas de menor deformação, mostram texturas porfiríticas primárias e nos níveis superiores apresentam intercalações, esporádicas, de chertes e sulfuretos hidrotermais. No topo da sequência ocorrem xistos grafitosos (possivelmente correspondendo a sedimentos oceânicos?) separados das rochas metabásicas por contactos mecânicos.

A análise estrutural deste sector reveste-se de grande importância, dadas as boas condições de afloramento e porque mostra o carácter aloctonista deste fragmento ofiolítico (fig.ura 4.B). Estudos de geologia estrutural, realizados neste sector (SOUSA *et al.*, 1993; ARAÚJO, 1995), mostram que as dife-

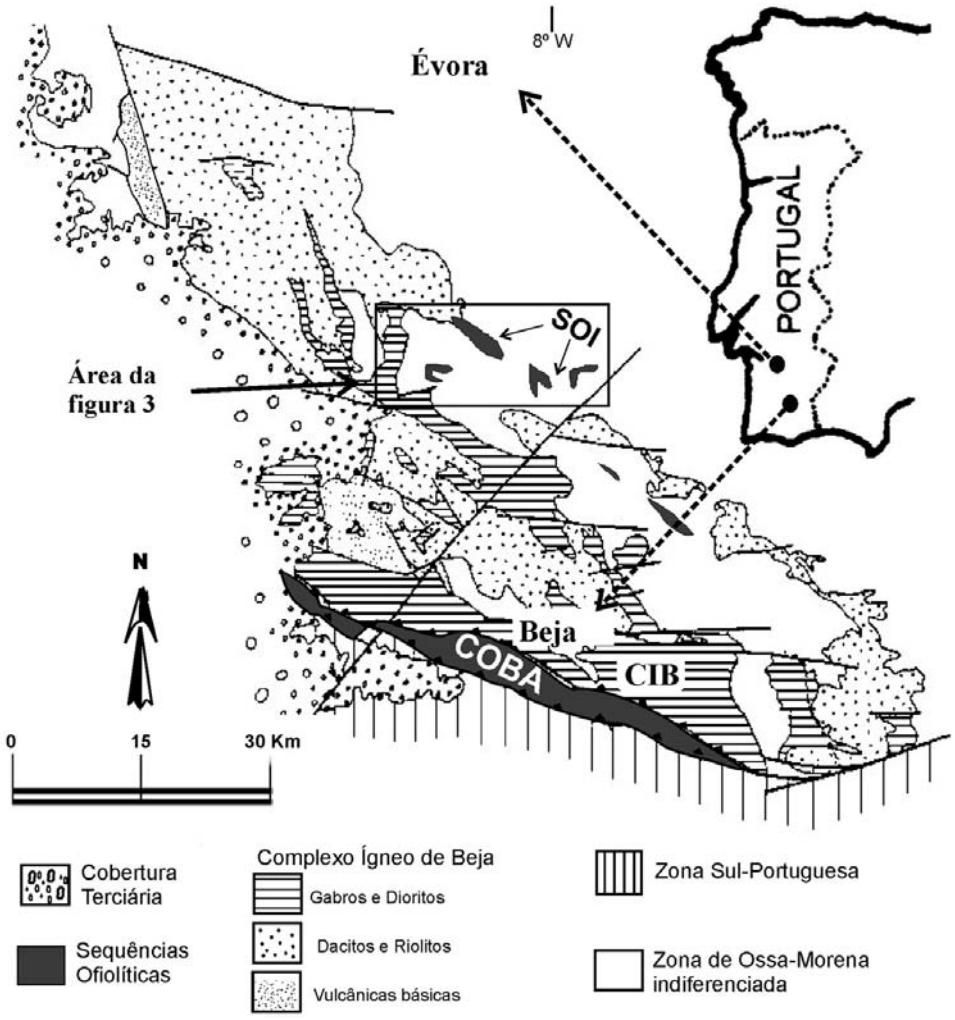


Fig. 2 – Mapa geológico simplificado da região SW da Zona de Ossa-Morena (adaptado de FONSECA, 1995). COBA: Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches, SOI: Sequências Ofiolíticas Internas, CIB: Complexo Ígneo de Beja.

rentes unidades constituintes da sequência ofiolítica encontram-se afectadas e separadas por diversos cisalhamentos vergentes para N. Estes, no seu conjunto definem um gradiente de deformação que aumenta do topo para a base; observa-se um desenvolvimento intenso de foliação milonítica, representativa do transporte e imbricação da sequência ofiolítica de S. Lourenço, no interior do Complexo Filonítico de Moura.

Sector de Oriola

O sector de Oriola é em área a maior Sequência Ofiolítica Interna. Aflora numa faixa de direcção NW-SE, com aproximadamente 5 Km de extensão por 2 Km de largura. Caracteriza-se pela ocorrência de imbricações de fragmentos de litosfera oceânica e rochas provenientes da Sequência Parautóctone, do Domínio de Évora-Beja, no interior Complexo Filonítico de Moura (fig.ura 5.A).

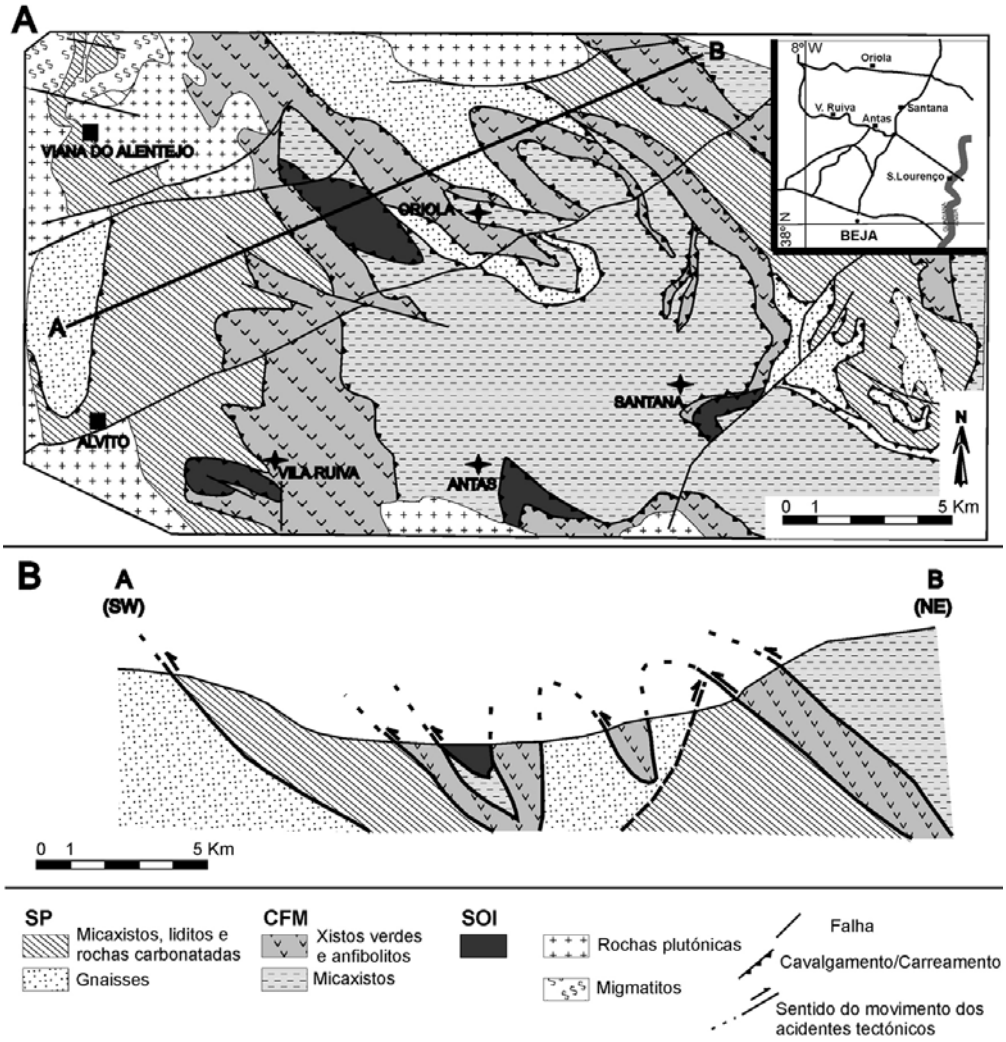


Fig. 3 – Mapa (A) e corte geológico (B) do sector S. Lourenço (adaptado de SOUSA et al., 1993 e ARAÚJO, 1995). SOI: Sequências Ofiolíticas Internas; CFM: Complexo Filonítico de Moura.

Neste sector a sequência ofiolítica é constituída por cumulados piroxeníticos, metagabros e metabasaltos. Os metabasaltos encontram-se recristalizados na fácies dos xistos verdes e devido à sua reologia apresentam a foliação bem marcada. Nas zonas de menor deformação exibem, ainda, algumas das características primárias tais como texturas porfiríticas e variações de granularidade, concentradas em veios mili a centimétricos; sugerem injecções de estruturas tipo diques. Os cumulados piroxeníticos e os metagabros encontram-se menos deformados que os metabasaltos, mas apresentam, igualmente, a foliação bem marcada. Encontram-se associados geometricamente numa mancha elíptica de direcção NW-SE, com aproximadamente 500 m de comprimento por 200 m de largura. Não se observa qualquer evidência de contacto mecânico entre estas litologias, o que sugere que estejam geneticamente

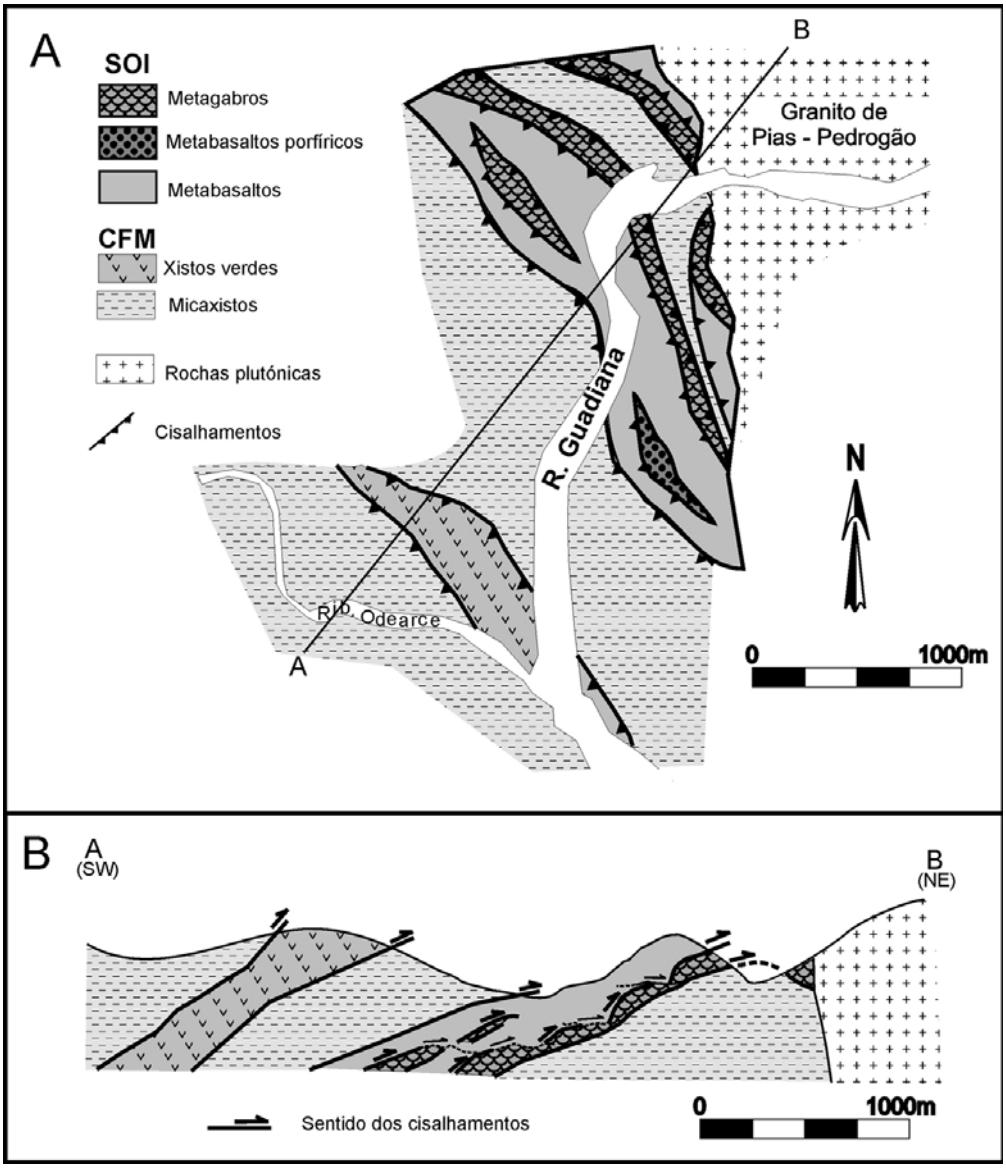


Fig. 4. – Mapa (A) e corte (B) geológico esquemáticos, representativos das ocorrências, das Sequências Ofiolíticas Internas (excepto sector de S. Lourenço). SP: Sequência Parautóctone, CFM: Complexo Filonítico de Moura; SOI: Sequências Ofiolíticas Internas.

relacionadas por processos de diferenciação e extracção magmática. Os metagabros apresentam texturas variadas, em termos de granularidade, sendo de realçar a presença de frequentes "flasergabros" e de metagabros, fortemente meteorizados, cortados por estruturas discordantes, relativamente ao bandado magmático (diques em gabro?).

Apesar de existirem cisalhamentos nos metaba-

saltos, a sequência ofiolítica constitui um fragmento único de crusta oceânica representada por níveis crustais superiores (basaltos) e níveis gabróicos, que apresentam variações texturais e processos de acumulação típicos de fenómenos de evolução magmática. Este fragmento de litosfera oceânica encontra-se tectonicamente colocado sobre a Sequência Parautóctone, nomeadamente sobre litologias (metaliditos e rochas carbonatadas) para as quais se admitem idades do Proterozóico superior/Câmbrico inferior (CARVALHOSA, 1971; OLIVEIRA *et al*., 1991; GONÇALVES & CARVALHOSA, 1994). Apesar dos contactos entre a Sequência Ofiolítica Interna e a Sequência Parautóctone serem de natureza mecânica, a análise detalhada da vergência, que se faz para SW, e da cinemática das estruturas observáveis nestas formações (PEDRO, 2004) mostra, de forma inequívoca, que a sequência ofiolítica é posterior à Sequência Parautóctone, ou seja, que as Sequências Ofiolíticas Internas correspondem a um evento tectonomagmático geneticamente associado à Orogenia Varisca.

Sector de Vila Ruiva

O sector de Vila Ruiva aflora numa área com aproximadamente 4 Km^2, estando a sua estrutura bem exposta ao longo de um corte com cerca de 400 m de extensão por 6 m de altura. Trata-se de um fragmento de crusta oceânica constituído pelos níveis superiores (basaltos e eventualmente um complexo de dique em dique), imbricado no interior do Complexo Filonítico de Moura e posteriormente afectado por intensa deformação dúctil e frágil (fig.ura 5.B).

A sequência ofiolítica é constituída por metabasitos na fácies dos xistos verdes; essencialmente xistos verdes, xistos cloríticos e menos frequentemente xistos anfibólicos. As texturas variam entre os termos maciços finos a termos porfíricos. Neste último caso, apresentam uma acentuada blastese de albite, que confere um carácter porfiroblástico aos metabasitos, sugerindo retrogradação a partir de fácies metamórfica de grau mais elevado. Para além de possuírem a foliação bem marcada, os metabasitos encontram-se fortemente deformados e recristalizados. Localmente, os metabasitos mostram uma anisotropia fortemente penetrativa, marcada por uma intensa "rede" de cisalhamentos que chegam, inclusive, a cortarem-se mutuamente. A distribuição dos cisalhamentos sugere que se tenham instalado, aproveitando anisotropias de uma estrutura préexistente, podendo tratar-se de um complexo dique em dique(?).

A estrutura deste sector é dominada por cisalhamentos, de inclinação variável, com movimentação para W, enquanto que a foliação apesar de apresentar com grandes variações, impostas pela acção de uma tectónica frágil, define uma vergência para NE, que contrasta com a vergência do sector de Oriola.

Sector de Antas

O sector de Antas aflora numa área com aproximadamente 2 Km de extensão por 1,5 Km de largura, sendo a Sequência Ofiolítica Interna mais completa e melhor preservada. Corresponde a um fragmento de litosfera oceânica imbricado no interior do Complexo Filonítico de Moura e posteriormente intruído e metamorfizado por contacto por corpos ígneos do Complexo Ígneo de Beja (fig.ura 5.C).

A sequência ofiolítica é constituída por rochas básicas (metagabros e metabasaltos) e ultrabásicas. As rochas ultrabásicas correspondem a werlitos e dunitos. Afloram, essencialmente, sob a forma de blocos, por vezes de dimensões métricas, no interior de depressões resultantes de exploração de amianto. Encontram-se serpentinizados e apresentam texturas resultantes de processos de acumulação. Os metagabros correspondem essencialmente a "flasergabros", regra geral equigranulares de grão fino a grão grosseiro, com a foliação bem marcada, sendo possível observar localmente metagabros fortemente tectonizados. A principal característica desta unidade litológica é a presença de várias intrusões de diques de grão fino que cortam as litologias metagabróicas. Os diques apresentam uma composição mineralógica dominada pela plagioclase e hornblenda. Encontram-se menos deformados que os metagabros e variam desde veios milimétricos anastomosados, a diques centimétricos com nítidas margens de arrefecimento. Os metagabros associam-se às rochas ultrabásicas, identificando-se intrusões de rochas gabróicas no interior dos peridotitos, as quais resultam de processos de diferenciação magmática semelhantes aos descritos para os processos magmatogénicos responsáveis pela formação de litosfera oceânica (JUTEAU & MAURY, 1999). Os

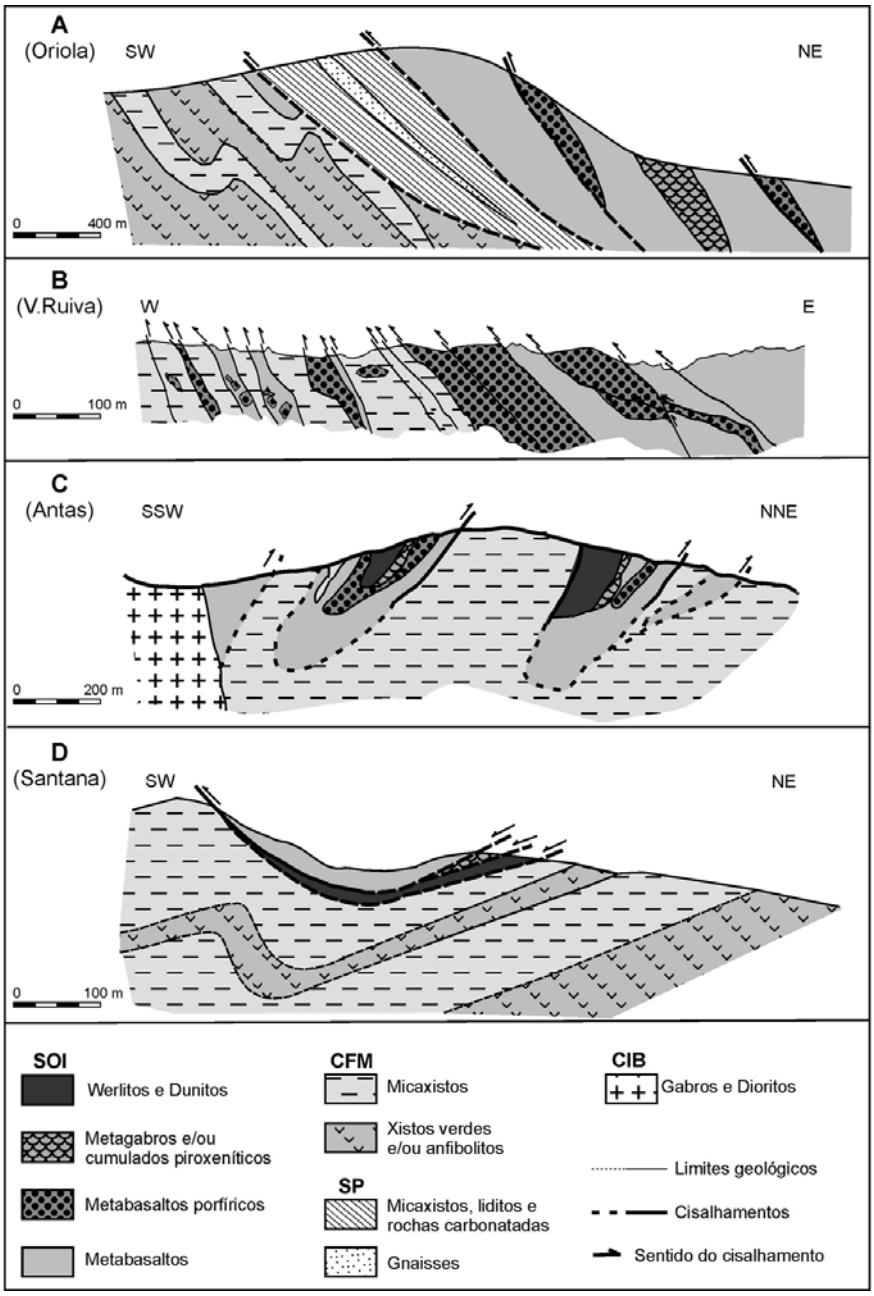


Fig. 5 – Cortes geológicos dos sectores de Oriola (A), Vila Ruiva (B), Antas (C) e Santana (D). SOI: Sequências Ofiolíticas Internas; CFM: Complexo Filonítico de Moura; SP: Sequência Parautóctone; CIB: Complexo Ígneo de Beja.

metabasaltos, transformados em xistos verdes, apresentam-se com a foliação bem marcada; distinguem-se termos finos e porfíricos com porfiroblastos de albite. Associam-se espacialmente aos metagabros e peridotitos, sem evidências de contactos tectónicos entre estas unidades.

Em termos gerais a foliação ocorre segundo a direcção E-W, inclinando para sul, definindo vergência N, que é concordante com a rotação sinistrógida da estrutura observada no sector de Vila Ruiva.

Sector de Santana

O sector de Santana aflora numa mancha com aproximadamente 3 Km^2, junto à antiga mina de Santana (exploração de amianto). Caracteriza-se pela ocorrência de um fragmento de litosfera oceânica formado por litótipos ultrabásicos (peridotitos) associados a níveis crustais de natureza basáltica, que se encontra colocado tectonicamente como um "klippe" sobre o Complexo Filonítico de Moura, tendo sido posteriormente dobrado em sinforma (fig.ura 5.D).

Na sequência ofiolítica individualizaram-se rochas ultrabásicas e metabasaltos como unidades principais. As rochas ultrabásicas constituem uma unidade bastante homogénea e compacta que apresenta, no mínimo, cerca de quatro metros de espessura. É constituída por peridotitos, de aspecto maciço, essencialmente dunitos, fortemente serpentinizados, tendo a serpentina desenvolvido-se sob a forma de núcleos e/ou veios. Localmente os peridotitos são cortados por estruturas magmáticas intrusivas, diques e pegmatóides representando rochas básicas de granularidade variável. Os metabasaltos encontra-se geometricamente subjacente às rochas ultrabásicas. Correspondem a metabasitos, recristalizados na fácies dos xistos verdes com a foliação muito bem marcada. Mineralogicamente são dominados pela presença de albite, clorite, actinolite e epídoto, enquanto que texturalmente apresentam texturas maciças, com granularidades finas, a porfiríticas.

Relativamente à estrutura, a análise da foliação mostra variações que definem a ocorrência de um sinforma, orientado segundo a direcção NW-SE, vergente para SW, cujo núcleo corresponde à zona da mina de Santana.

ESTRUCTURA OFIOLÍTICA

Em função da estrutura da crusta e da natureza petrográfica do manto residual os ofiolitos são classificados em dois tipos fundamentais (NICOLAS, 1989; JUTEAU & MAURY, 1999): harzburgíticos (HOT - "Harzburgitic Ophiolite Type") e lherzolíticos (LOT - "Lherzolitic Ophiolite Type"). Os ofiolitos harzburgíticos apresentam uma "pseudoestratigrafia" idêntica à das sequências clássicas, constituída da base para o topo por: complexo utramáfico essencialmente harzburgítico, complexo gabróico, complexo máfico de diques em diques e complexo vulcânico (essencialmente "pillow-lavas") associado a sedimentos pelágicos que definem uma secção crustal contínua e espessa. Em oposição, os ofiolitos lherzolíticos apresentam heterogeneidades primárias (magmáticas), as quais podem posteriormente ser acentuadas pela acção tectonometamórfica, originando sequências incompletas relativamente à definição clássica (JUTEAU & MAURY, 1999). Caracterizam-se por possuírem uma secção crustal reduzida e descontínua, com raras presenças de complexos de diques em diques e de cumulados estratiformes, enquanto que a sequência mantélica é constituída por peridotitos serpentinizados (lherzolitos, werlitos e dunitos) intruídos por diques, pegmatóides e câmaras magmáticas de natureza basáltica e gabróica, sendo que os gabros são frequentemente cortados por diques diabásicos.

Atendendo às características das Sequências Ofiolíticas Internas verifica-se que elas apresentam-se regra geral, desmembradas e incompletas, sendo possível observar, em alguns casos, unidades separadas por acidentes tectónicos numa mesma sequência. No entanto, no seu conjunto, as Sequências Ofiolíticas Internas definem uma "pseudoestratigrafia" semelhante à adoptada para as sequências clássicas dos ofiolitos, incluindo da base para o topo: rochas ultramáficas, cumulados máficos, metagabros, metagabros com texturas de fluência (flasergabros), metagabros intruídos por diques e metabasaltos (fig.ura 6). Quanto à estrutura magmática, as Sequências Ofiolíticas Internas mostram afinidades com os ofiolitos lherzolíticos; apresentam heterogeneidades primárias, posteriormente acentuadas pela acção tectonometamórfica, tornando as sequências mais incompletas e desmembradas. Assim, as Sequências Ofiolíticas Internas, afectadas por inten-

sa deformação varisca e recristalizadas metamorficamente entre a fácies dos xistos verdes e a fácies anfibolítica, apresentem-se incompletas, com diferenças significativas nos diferentes sectores e com heterogeneidades resultantes não só dos fenómenos tectonometamórficos variscos, como também do processo magmático contemporâneo da sua formação.

GEOQUÍMICA E PETROGÉNESE

A caracterização geoquímica efectuada por (PEDRO (2004) permitiu definir as assinaturas geoquímicas das Sequências Ofiolíticas Internas. Nesse estudo, foram realizadas 80 análises de elementos maiores e em traço, por ICP-MS ("Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry"), nos diferentes litótipos das Sequências Ofiolíticas Internas. Os resultados obtidos (por PEDRO (2004) ao nível dos elementos em traço, nomeadamente, ao nível dos elementos de alto potencial iónico, que se admitem imóveis durante os processos de metassomatismo e/ou metamorfismo e que possuem comportamento incompatível durante os processos de evolução magmática (PEARCE & CANN, 1973; FLOYD & WINCHESTER, 1975, 1978; PEARCE, 1975; WINCHESTER & FLOYD, 1977; COX *et al.*, 1979;, MASON & MOORE, 1982; WILSON, 1989; ROLLINSON, 1993), definem assinaturas geoquímicas indicadoras de um quimismo toleítico, com diferentes graus de enriquecimento, o qual correlaciona-se com o quimismo exibido por diferentes tipos de basaltos dos fundos oceânicos. Esta correlação encontra-se bem expressa nas amostras representativas do quimismo das Sequências Ofiolíticas Internas (fig.ura 7; tabela 1), que mostram o envolvimento de dois componentes extremos: (1) componente empobrecido semelhante aos N-MORB (BVTP, 1981; SUN & MCDONOUGH 1989; WILSON, 1989; FLOYD; 1991; WALKER, 1991) representado pelas amostras OR-4-2 e OR-4-4; e (2) componente mais diferenciado semelhante aos E-MORB (BVTP, 1981; SUN & McDONOUGH 1989; WILSON, 1989; FLOYD; 1991; WALKER, 1991) representado pelas amostras ANT-1-12 e VR-1-1. Para além de definirem um quimismo toleítico transicional entre os N-MORB e os E-MORB, as assinaturas geoquímicas das Sequências Ofiolíticas Internas revelam ainda um quimismo anorogénico, expresso quer pelas abundâncias de La, Th e Nb quer pelas razões La/Th e La/Nb (La/Th » 10-20; La/Nb » 0.66-2.0) (PEDRO, 2004), não se detectando enriquecimentos em La e Th, relativamente ao Nb, característicos do magmatismo basáltico orogénico (GILL, 1981; BVTP, 1981; WILSON, 1989).

Segundo diversos autores (PEDRO *et al.* (2003b;) e PEDRO, (2004), o referido quimismo toleítico anorogénico exibido pelas Sequências Ofiolíticas Internas resulta, essencialmente, de heterogeneidades ao nível da fonte mantélica traduzidas por uma mistura binária entre dois componentes finais (fig.ura 8): (1) um componente enriquecido, semelhante aos E-MORB, com $(La/Sm)_{cn} > 2$ e $Zr/Nb < 10$; e (2) um componente empobrecido semelhante aos N-MORB, com $(La/Sm)_{cn} < 1$ e $Zr/Nb > 30$. Apesar das heterogeneidades da fonte mantélica se constituírem como a principal variável petrogenética responsável pelo quimismo das Sequências Ofiolíticas Internas, variações no grau de fusão parcial (envolvendo mecanismos de fusão dinâmica;; LANGMUIR *et al.*, 1977), bem como a cristalização fraccionada, foram também significativos (PEDRO, 2004). No seu conjunto, os diferentes processos petrogenético contribuíram para o espectro geoquímico final exibido pelas Sequências Ofiolíticas Internas, com heterogeneidades inter e intra-sectoriais idênticas às referidas para os MORB (BVTP, 1981; WILSON, 1989; FLOYD, 1991; JUTEAU & MAURY, 1999; HANNIGAN, *et al.*, 2001; ROUX, *et al.*, 2002).

PROTÓLITOS ÍGNEOS

A ocorrência de magmatismo oceânico na Zona de Ossa-Morena não constitui qualquer tipo de novidade. Com efeito, após o estabelecimento da natureza ofiolítica do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches (MUNHÁ *et al.*, 1986; QUESADA *et al.*, 1994) é, quase, unanimemente aceite o envolvimento de terrenos exóticos de natureza oceânica no bordo SW do Maciço Ibérico. No entanto, a ocorrência destes terrenos não é exclusiva da Zona de Ossa-Morena; os ofiolitos de Ordenes, Cabo Ortegal, Morais e Bragança no NW peninsular (RIBEIRO *et al.,* 1983, 1990; RIBEIRO & PEREIRA; 1997; GIL IBARGUCHI & ARENAS, 1990), bem como os ofiolitos de Lizard no SW de Inglaterra (BARNES & ANDREWS, 1986) e

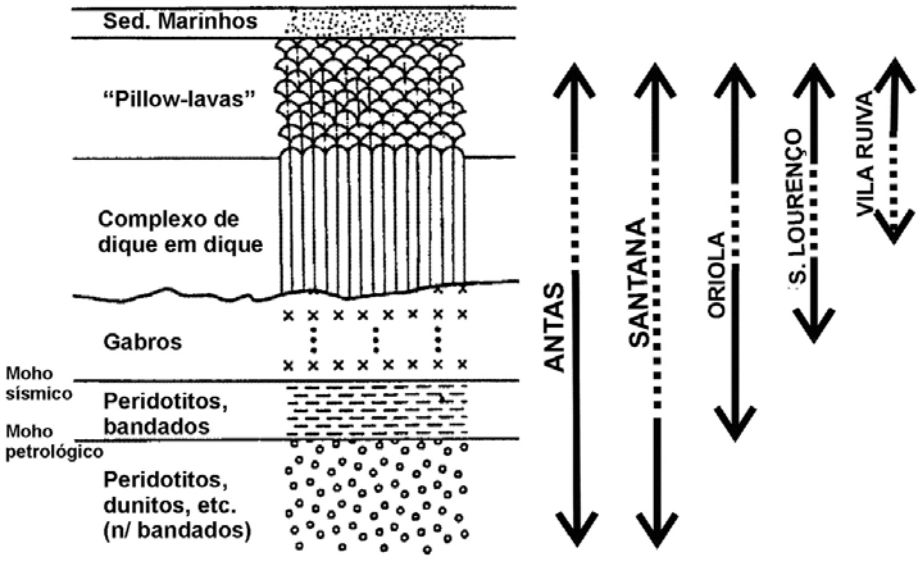


Fig. 6 - Representação esquemática da constituição das Sequências Ofiolíticas Internas relativamente à "pseudo-estratigrafia" clássica ("Ophiolite manifesto": ANONYMOUS, 1972) dos ofiolitos.

Limousin na região W do Maciço Central Francês (DUBUISSON *et al*., 1989), reforçam o envolvimento de diferentes bacias oceânicas durante a evolução geodinâmica da Cadeia Varisca.

A caracterização geoquímica e o significado geotectónico dos protólitos ígneos das Sequências Ofiolíticas Internas contrastam nitidamente com o estabelecido para a génese e evolução do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches. O quimismo toleítico, transicional entre os N-MORB e E-MORB, anorogénico das Sequências Ofiolíticas Internas é idêntico ao apresentado por basaltos oceânicos abissais no Atlântico (HANNIGAN *et al*., 2001), no Pacífico (KELA, *et al*., 2003) e no Índico (SOBOLEV, *et al*., 2003), indicando que os protólitos ígneos das Sequências Ofiolíticas Internas estão geneticamente associados a bacias oceânicas tipo "oceano aberto" sem qualquer influência orogénica.

Os trabalhos realizados (por CRESPO-BLANC, (1989;), QUESADA *et al*. (1994;), FONSECA, (1995) e revistos (por FONSECA *et al*. (1999;) e FIGUEIRAS *et al*. (2002) sintetizam as principais características do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches. Relativamente às características geoquímicas são descritas em detalhe, (QUESADA *et al*. (1994) descreve-as em detalhe e demonstra-se que o quimismo do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches é transicional entre os basaltos dos fundos oceânicos e os basaltos orogénicos, indicando afinidades calco-alcalinas sintomáticas de magmatismo orogénico. Os mesmos autores (QUESADA *et al*. 1994op. cit.) defendem que o quimismo observado no Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches define uma assinatura geoquímica orogénica, similar às referidas para a maioria dos basaltos oceânicos gerados em bacias tipo "back-arc" (SAUNDERS & TARNEY, 1991).

As características geoquímicas das Sequências Ofiolíticas Internas inviabilizam a possibilidade destas sequências corresponderem a um estádio de maior maturidade da bacia "back-arc" originária do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches; nas bacias marginais com graus de maturidade consideráveis observam-se evidencias, mesmo que vestígiais, da influência orogénica (ELTHON, 1991; ENCARNACION *et al*., 1999; HARRIS *et al*., 2003), as quais não foram detectadas nas Sequências Ofiolíticas Internas (PEDRO, 2004). Por outro lado, as características geológico/estruturais do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches inviabilizam, também,

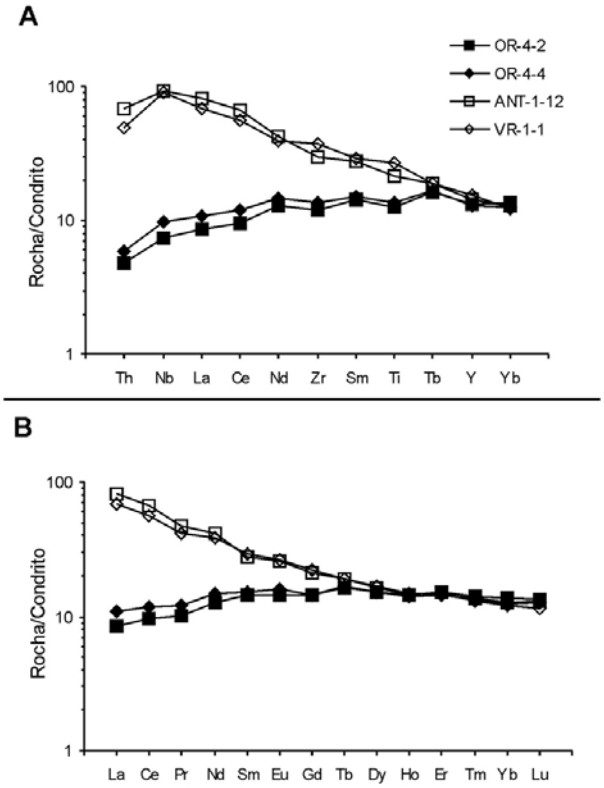


Fig. 7 – Diagramas multielementar (A) e de lantanídeos (B) rocha/condrito de análises representativas (metabasaltos) do quimismo das Sequências Ofiolíticas Internas (PEDRO, 2004).

a possibilidade das Sequências Ofiolíticas Internas representarem um estádio de maior maturidade do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches, dado que a bacia "back-arc" onde se gerou este complexo ofiolítico teve uma vida muito efémera, como consequência dos mecanismos de subducção/obducção e de deformação vigentes no bordo SW da Zona de Ossa-Morena durante a Orogenia Varisca (QUESADA *et al.*, 1994; FONSECA, 1995; FONSECA *et al.*, 1999).

O significado geotectónico dos protólitos ígneos das Sequências Ofiolíticas Internas, estabelecido por (PEDRO, (2004), vem acrescentar novos dados à evolução geodinâmica da Zona de Ossa-Morena, indicando o envolvimento de duas bacias oceânicas distintas no bordo SW da Cadeia Varisca Ibérica: uma marginal representada pelo Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches e outra tipo "oceano aberto" representada pelas Sequências Ofiolíticas Internas.

MAGMATISMO VARISCO DA ZONA DE OSSA-MORENA

O magmatismo da Zona de Ossa-Morena durante o Ciclo Varisco, fornece dados fundamentais para a interpretação da evolução geodinâmica desta zona tectonoestratigráfica e mostra dois estádios evolutivos: (1) um estádio anorogénico durante o Paleozóico inferior; e (2) outro orogénico durante o Paleozóico superior. O estádio anorogénico inicia-se no Câmbrico inferior por um processo de "rifting" intracontinental (MATA & MUNHÁ, 1990), evoluindo para SW, até ao Silúrico, para termos alcalinos intraplaca (MATA & MUNHÁ, 1985; RIBEIRO *et al.*, 1992, 1997). Estas características

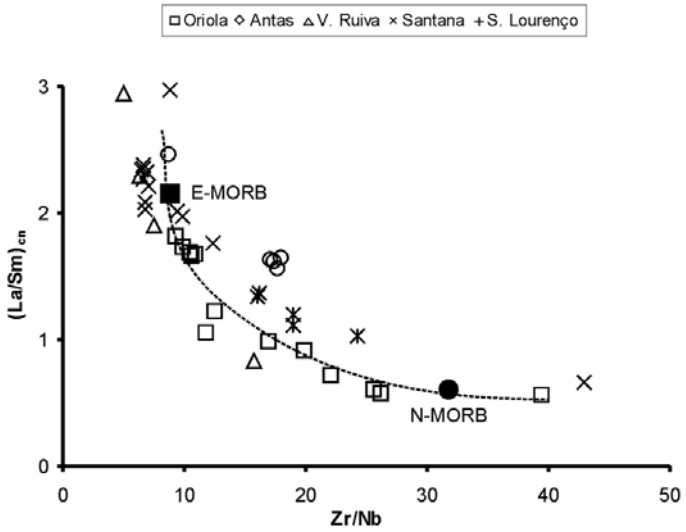


Fig. 8 – Diagrama (La/Sm)cn vs. Zr/Nb para metabasaltos das Sequências Ofiolíticas Internas (PEDRO, 2004), indicadoras de heterogeneidades ao nível da fonte mantélica. Valores condríticos, N-MORB e E-MORB segundo SUN & McDONOUGH (1989).

(Segundo RIBEIRO *et al.* (1992 ;1997) estas caracetrísticas indicam uma diminuição nas taxas de fusão mantélicas, com indícios de contaminação crustal e fenómenos de "rifting" abortados, gradualmente transferidos para SW. O estádio orogénico corresponde à formação do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches (Eifeliano: FONSECA & RIBEIRO, 1993; FONSECA *et al.*, 1999), instalação do Complexo Ígneo de Beja entre o Devónico médio-superior e o Carbónico (CONDE & ANDRADE, 1974; SANTOS *et al.*, 1987, 1990; DALLMEYER *et al.*, 1993) e intrusões de granitóides pós-colisionais, nas regiões mais internas da Zona de Ossa-Morena, durante o Permo-Carbónico (PRIEM *et al.*, 1970, 1986; COSTA *et al.*, 1990). As idades propostas nes-tes trabalhos, para o estádio orogénico, sugerem uma migração do magmatismo orogénico para NE com variação do quimismo – toleítico a calco-alcali-no a SW para calco-alcalino a NE (RIBEIRO *et al.*, 1992), chegando inclusive a atingirem-se termos shoshoníticos (COSTA *et al.*, 1990) – indicando evolução tectonomagmática orogénica típica (WIL-SON, 1989) e apontando para que a polaridade da subducção vigente no bordo SW da Zona de Ossa-Morena, durante o Paleozóico superior, fosse para N (RIBEIRO *et al.*, 1997).

Atendendo ao registo magmático da Zona de Ossa-Morena e à natureza dos protólitos ígneos das Sequências Ofiolíticas Internas, bem como ao facto de estas sequências se encontrarem intruídas e metamorfizadas por corpos ígneos do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches, verifica-se que as Sequências Ofiolíticas Internas correspondem a uma etapa do estádio anorogénico da evolução magmática varisca da Zona de Ossa-Morena, nomeadamente à fase de magmatismo oceânico com margens passivas, o qual terá ocorrido durante o Paleozóico inferior. Com efeito, até à definição das Sequências Ofiolíticas Internas (PEDRO, 2004) o registo magmático varisco da Zona de Ossa-Morena encontrava-se incompleto relativamente aos diferentes estádios evolutivos do Ciclo de WilsonWILSON (WILSON, 1966 *in*: JUTEAU & MAURY, 1999). Os trabalhos de síntese sobre o magmatismo da Zona de Ossa-Morena (RIBEIRO *et al.*, 1992, 1997) descrevem estádios magmáticos associados a: processos de "rifting" intracontinental, manifestações de oceanização abortada, ambientes intraplaca, ambientes de margens activas e fenómenos de relaxamento térmico pós-colisional, não sendo efectuada qualquer referência à ocorrência de

Tabela 1- Análises de rocha total representativas do quimismo das Sequências Ofiolíticas Internas

	OR-4-2	OR-4-4	ANT-1-12	VR-1-1
	Óxidos de elementos maiores - % de peso			
SiO_2	47,11	46,06	48,08	45,93
Al_2O_3	15,61	18,37	15,08	16,59
Fe2O3	10,27	8,96	11,30	9,95
MnO	0,18	0,15	0,30	0,17
MgO	7,71	8,17	7,07	7,91
CaO	13,94	13,38	12,01	9,09
Na_2O	2,33	2,15	2,22	3,40
K_2O	0,34	0,23	0,23	0,17
TiO_2	0,94	1,00	1,55	1,98
P_2O_5	0,07	0,08	0,28	0,32
P.R.	1,33	1,31	1,04	3,84
TOTAL	99,83	99,87	99,12	99,36
	Elementos vestígiais - ppm			
Cr	434	397	410	261
Ni	138	161	179	115,36
Y	21	20	23	24,03
Zr	46	53	114	145,77
Nb	1,8	2,4	22,7	22,23
La	2,03	2,56	19,30	16,20
Ce	5,88	7,24	40,50	34,17
Pr	0,97	1,15	4,52	3,90
Nd	5,95	6,86	19,60	18,15
Sm	2,19	2,31	4,26	4,47
Eu	0,84	0,93	1,50	1,51
Gd	2,93	2,98	4,35	4,54
Tb	0,61	0,62	0,71	0,71
Dy	3,82	3,83	4,15	4,21
Ho	0,81	0,79	0,81	0,84
Er	2,48	2,41	2,50	2,46
Tm	0,36	0,34	0,35	0,34
Yb	2,30	2,13	2,18	2,06
Lu	0,34	0,32	0,33	0,29
Hf	1,40	1,50	2,80	3,30
Ta	0,10	0,13	1,64	1,72
Th	0,14	0,17	1,96	1,44
U	0,18	0,07	0,34	0,42

Análises de metabasaltos efectuadas por ICP-MS nos "Activation Laboratoires Ltd. (Canadá)

Tabela 1 – Análises de rocha total representativas do quimismo das Sequências Ofiolíticas Internas.

magmatismo em bacias oceânicas tipo "oceano aberto". A definição e o significado geodinâmico das Sequências Ofiolíticas Internas (PEDRO, 2004), representando magmatismo oceânico produzido em cristas médio-oceânicas, vem colmatar esta lacuna e completar o Ciclo Wilson no SW da Cadeia Varisca Ibérica.

CONCLUSÕES

O contraste geoquímico, anorogénico *vs.* orogénico, entre as Sequências Ofiolíticas Internas e o Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches permite concluir que estes dois tipos de ofiolitos originaram-se em bacias oceânicas distintas, ou seja, em regimes de "oceano aberto" e de bacia marginal, respectivamente. Assim, confirma-se a ocorrência de diferentes tipos de crusta oceânica, nos domínios meridionais da Zona de Ossa-Morena, inicialmente sugerida (ARAÚJO *et al.* 1993;), FONSECA 1995);, FONSECA *et al.* (1999); PEDRO *et al.* (1998, 2003a, 2003b), com base em dados geoquímicos preliminares e estruturais, e confirmada recentemente por (PEDRO, (2004).

A presença destes ofiolitos, tectonicamente colocados, nas zonas internas (Sequências Ofiolíticas Internas) e externas (Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches) da Zona de Ossa-Morena é em tudo semelhante a situações análogas descritas na Terra Nova (COISH *et al.*, 1982; BATANOVA *et al*, 1998), na China oriental (ROBINSON, *et al.*, 1999; WANG *et al.*, 2003), nos Balcãs (SAVOV *et al.*, 2001) e na costa oriental da Rússia (ISHIWATARI *et al.*, 1998). Nestes ofiolitos as características estruturais dos diferentes ofiolitos são, também, idênticas às dos ofiolitos da Zona de Ossa-Morena; normalmente os ofiolitos externos apresentam-se com um grau de preservação superior aos internos, que tendem a ocorrer desmembrados e fragmentados no interior de "mélanges" tectónicas.

Apesar de não serem unanimemente aceites, os modelos geodinâmicos, defendidos (por RIBEIRO *et al.* (1990;), QUESADA, (1992;), QUESADA *et al.* (1994;), ARAÚJO, (1995;), FONSECA, (1995;) e FONSECA *et al.* (1999), para a Zona de Ossa-Morena durante a Orogenia Varisca indicam que a fase de margem continental activa é caracterizada pela subducção para N (RIBEIRO *et al.*, 1990; QUESADA, 1992; QUESADA *et al.*, 1994), que induz a formação de uma bacia "back-arc" responsável pela génese do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches. Como consequência da subducção, esta bacia teve uma vida efémera, ocorrendo obducção antitética para N do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches. No seu conjunto, subducção e obducção, definem uma estrutura tipo "flake" tectónica no bordo meridional Zona de Ossa-Morena. Este modelo implica a presença de um oceano, inicialmente, localizado a S do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches. Segundo QUESADA *et al.* (1994), Eeste oceano (QUESADA *et al.* 1994), encontra-se representado por metabasaltos, com quimismo tipo N-MORB, intercalados nos sedimentos basais do Terreno Acrecionário do Pulo do Lobo (localizado entre o Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuchese a Zona Sul-Portuguesa). Atendendo à posição das Sequências Ofiolíticas Internas e aos dados de natureza geoquímica, petrográfica e estrutural (ARAÚJO (1995;), FONSECA, (1995;) e FONSECA *et al.* (1999) sugere-sem que o oceano localizado a S do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches corresponda à bacia de proveniência das Sequências Ofiolíticas Internas, e que a ocorrência de ofiolitos internos e externos, nos domínios meridionais da Zona de Ossa-Morena, resulte de mecanismos de obducção, por vezes complexos (fig.ura 9), envolvendo fragmentos de crusta oceânica com diferentes significados geotectónicos.

Apesar dos referidos modelos explicarem com alguma versatilidade a ocorrência das Sequências Ofiolíticas Internas, numa posição interna, relativamente ao Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches, existem algumas questões que permanecem em aberto e que necessitam de ser revistas, nomeadamente a paleogeografia relativa das bacia oceânicas, e as relações entre as idades de formação e de obducção dos diferentes tipos de crusta oceânica.

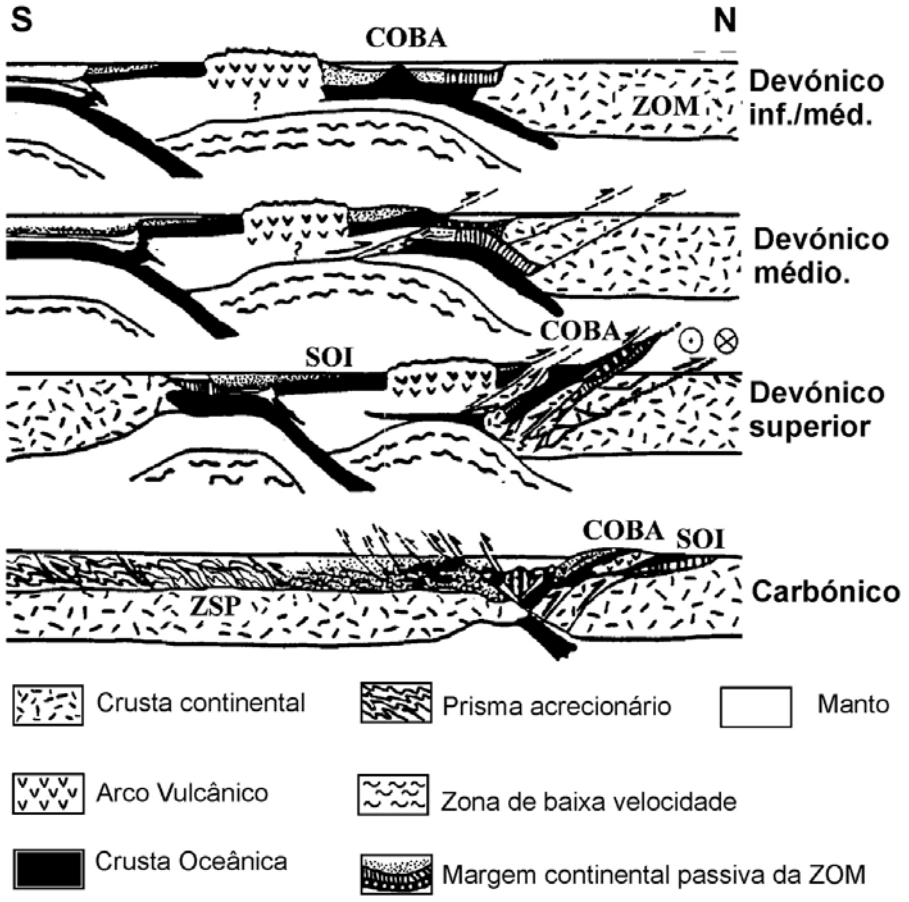


Fig. 9 – Processo de obducção do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches e das Sequências Ofiolíticas Internas, sobre a margem continental da Zona de Ossa-Morena, proposto por FONSECA et al. (1999). COBA: Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches; SOI: Sequências Ofiolíticas Internas; ZOM: Zona de Ossa-Morena; ZSP: Zona Sul-Portuguesa.

AGRADECIMENTOS

O presente trabalho recebeu apoio dos projectos: MODELIB (POCTI/35630/CTA/2000-FEDER), PETROLOG (UI:263/POCTI/FEDER), GEODYN (POCTI/ISFL-5-32); e das seguintes unidades de investigação: Centro de Geologia, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Portugal; Laboratório de Tectonofísica e Tectónica Experimental, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Portugal e Centro de Geofísica de Évora, Universidade de Évora, Portugal. Os autores agradecem ao Prof. A. A. Soares de Andrade (Univ. Aveiro) e ao Prof. A. Azor (Univ. Granada) a leitura crítica e cuidada do manuscrito, bem como as sugestões efectuadas.

Recibido:26/4/2005
Aceptado:13/5/2005

REFERÊNCIAS

ABALOS, B.;, GIL IBARGUCHI, J. & EGUILUZ, L. (1991) – Cadomian subduction / collision and Variscan transpression in the Badajoz-Córdoba Shear Belt (SW Spain). *Tectonophysics,* vol. 199, pp. 51-72.

ANDRADE, A.;, ANTUNES, T.;, ARAÚJO, A.;, CASTRO, P.;, CARVALHO, D.;, CARVALHOSA, A.;, DIAS, R.;, FEIO, M.;, FONSECA, P.;, MARTINS, L.;, MANUPPELLA, G.;, MARQUES, B.;, MUNHÁ, J.;, OLIVEIRA, J.;, OLIVEIRA, V.;, PAIS, J.;, PIÇARRA, J.;, RAMALHO, M.;, ROCHA, R.;, SANTOS, J.;, SILVA, J.;, BRUM, A. & ZBYSZEWSKI, G. (1992) – *Carta Geológica de Portugal na escala 1/200.000, Notícia explicativa da Folha 8*, Serv. Geol. Portugal, 91p.

ANDRADE, A.;, SANTOS, J.;, OLIVEIRA, J.;, MUNHÁ, J. & GONÇALVES, F. (1991) – Magmatismo orogénico na transversal Odivelas-Santa Suzana. *XI Reun. Geol. del Oeste Peninsular (Guia de excursões),* pp. 47-54.

ANOMYMOUS (1972) – Penrose field conference on ophiolites. *Geotimes*, vol. 17, pp. 24-35.

APALATEGUI, O.;, EGUILUZ, L. & QUESADA, C. (1990) – Ossa-Morena Zone: Structure. *In*: DALLMEYER, R.D. & MARTÍNEZ-GARCÍA, E. (Eds.) - *Pre-Mesozoic Geology of Iberia,* Springer-Verlag, pp. 280-281.

ARAÚJO, A. (1995) - *Estrutura de uma Geotransversal entre Brinches e Mourão (Zona de Ossa-Morena): Implicações na evolução geodinâmica da margem Sudoeste do Terreno Autóctone Ibérico*. Tese de Doutoramento, Dep. Geociências, Univ. Évora, Portugal, 200p.

ARAÚJO, A.;, FONSECA, P. & MUNHÁ, J. (1993) - Ossa Morena Ophiolites. Terra Abstracts Supplement n. 6 (XII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular), *Terra Nova*, vol. 5, pp. 8.

ARAÚJO A.;, FONSECA P.;, RIBEIRO A. & MUNHÁ J. (1998) - The structure of the south margin of the Iberian Autochthonous Terrane and the relation with the Paleozoic suture zone (Portugal). *Actas X Congreso Latinoamericano de Geologia, VI Congreso Nacional de Geologia Economica*, vol. II, Buenos Aires, Argentina, pp. 29-34

ARAÚJO A. & RIBEIRO A. (1995) -Tagential Transpressive Strain Regime in the Évora-Aracena Domain (Ossa Morena Zone). *Buletin Geológico y Minero*, vol. 106-2, pp. 111-117.

ARTHAUD, F. & MATTE, P. (1977). Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. Bull. *Geol. Soc. Am.*, vol. 88, pp. 1305-1320

BARNES R. & ANDREWS J. (1986) - Upper Palaeozoic ophiolite generation and obduction in south Cornwall. *Journal Geol. Society*, vol. 143, no. 1, pp. 117-124

BARD J. P. (1969) - *Le metamorphisme régional progressif des Sierras d'Aracena en Andalousie occidentale (Espagne). Sa place dans le segment hercynien sud-iberique*. These Univ. Montpellier, 355 p.

BATANOVA, V.;, SUHR, G. & SOBOLEV, A. (1998) – Origin of geochemical heterogeneity in the mantle peridotites from the Bay of Islands ophiolite, Newfoundland, Canada: Ion probe study of clinopyroxenes. *Geochem. Cosmochem. Acta*, vol. 62 (5), pp. 853-866.

BRUN, J. & BURG, J. (1982) - Combined thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican Arc: a corner effect during continental collision, *Earth Planet. Sci. Lett.*,vol. 61, pp. 319-332.

BURG, J.;, BALE, P.;, BRUN, J. AND & GIRARDEAU, J. (1987) - Stretching lineation and transport direction in the Ibero-Armorican Arc during the Siluro-Devonian collision. *Geodyn. Acta*, vol. 1, pp. 71-87.

BVTP (1981) – *Basaltic Volcanism on the Terrestrial Planets*. Pergamon Press, Inc., New York, 1286p.

CARVALHOSA, A. (1971) – Estudo geológico-petrográfico da região de Viana do Alentejo-Alvito). *Bol. Soc. Geol. Portugal*, vol.18, pp. 7-56.

CHACÓN, J.; , OLIVEIRA, V.;, RIBEIRO, A & OLIVEIRA, J. (1983) – La estrutura de la Zona de Ossa-Morena. *Libro Jubilar J. M. Rios. Geología de España*. t. 1, pp. 490-504.

COISH, R. A.;, HICKEY, R. & FREY F. A. (1982) – Rare earth element geochemistry of the Betts Cove ophiolite, Newfoundland: complexities in ophiolitic formation. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, vol. 46, pp. 2117-2134.

CONDE, L. & ANDRADE, A. (1974) – Sur la faune meso et/ou neodevoniennedes calcaires du Monte das Cortes, Odivelas (Massif de

Beja). *Mem. Not. Pub. Mus. Lab. Mineral. Geol. Uni. Coimbra*, vol. 78, pp. 141-146.

COSTA, D.;, VIANA, A. & MUNHÁ, J. (1990) – Petrologia e geoquímica dos maciços de Veiros e Vale Maceira, *VIII Semana de Geoquímica* (*Resumos*), Univ. Lisboa.

COX, K.G.;, BELL, J.D. & PANKHURST, R.J. (1979) - *The Interpretation of Igneous Rocks*. George Allen & Unwin, London, 450p.

CRESPO-BLANC, A. (1989) – *Evolución Geotectónica del Contacto entre la Zona de Ossa-Morena y la Zona Surportuguesa en las sierras de Aracena y Aroche (Macizo Ibérico meridional): un contacto mayor en la cadena hercínica europea.*Tesis. Doctoral. Dep. de Geol. yY Mineríia – Univ. . Sevillha. España

CRESPO-BLANC, A. & ORZOCO, M. (1988) - The southern Iberian shear zone: a major boundary in the Hercynian folded belt. *Tectonophysics*, vol. 148, pp. 221-227.

DALLMEYER, R. & MARTINEZ GARCIA (1990) – Introduction to the Pre-Mesozoic Geology of Iberia, *In*: DALLMEYER, R.D. & MARTINEZ GARCIA, E. (Eds.). *Pre - Mesozoic Geology of Iberia,* Springer- Verlag, pp. 3-4.

DALLMEYER, R.;, FONSECA, P;, QUESADA, C. & RIBEIRO, A. (1993) – $^{40}Ar/^{39}Ar$ mineral age constraints to the tectonothermal evolution of the Variscan Suture in SW Iberia, *Tectonophysics*, vol. 222, pp. 177-194.

De JONG, G.;, DALSTRA, H.;, BOORDER, H. & SAVAGE, J.F. (1991b) - Blue amphiboles, Variscan deformation and plate tectonics in the Beja Massif, South Portugal. *Com. Serv. Geol. Portugal,* t.77, pp. 59-64.

DIAS, R. & RIBEIRO, A. (1994) - The Ibero-Armorican Arc: a collision effect against an irregular continent?. *Tectonophysics,* vol. 246, pp. 113-128.

DUBUISSON, G.;, MERCIER, J;, GIRARDEAU, J & FRISON, J. (1989) – Evidence for a lost ocean in Variscan terranes of the western Massif Central, France. *Nature*, vol. 337, pp. 729-732.

ELTHON, D. (1991) – Geochemicall evidence for formation of the Bay of Islands ophiolite above a subduction zone. *Nature*, vol. 354, pp. 140-143.

ENCARNACION, J.P.;, MUKASA, S.B. & EVANS, C. (1999) – The role of subduction components in the generation of a back-arc ophiolite: Pb, Sr and Nd isotope geochemistry of the Zambales ophiolite, Philippines. *Chemical Geology*, vol. 156, pp. 343-357.

FIGUEIRAS, J.;, MATEUS, A.;, GONÇALVES, M.;, WAERENBORGH, J. & FONSECA, P. (2002) – Geodynamic evolution of the south Variscan Iberian Suture as recorded by mineral transformations. *Geod. Acta*, vol. 15, pp. 45-61.

FLOYD, P.A (1991) – Oceanic islands and seamounts. *In*: FLOYD, P.A. (Eds.). - *Oceanic Basalts,* Blackie and Son, pp. 174-218.

FLOYD, P.A. & WINCHESTER, J.A. (1975) - Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol.27, pp. 211-218.

FLOYD, P.A. & WINCHESTER, J.A. (1978) - Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. *Chem. Geol.*, vol.21, pp. 291-306.

FONSECA, P. (1995) - *Estudo da sutura varisca no SW Ibérico nas regiões de Serpa-Beja-Torrão e Alvito-Viana do Alentejo*. Tese de Doutoramento, Dep. Geologia da FCUL, 325p.

FONSECA, P. (1997) – Domínios Meridionais da Zona de Ossa-Morena e Limites com a Zona Sul-Portuguesa: Metamorfismo de alta pressão relacionado com a Sutura Varisca Ibérica. *In:* ARAÚJO, A. & PEREIRA, M. F. (Eds.) – *Estudo sobre a Geologia da Zona de Ossa-Morena (Maciço Ibérico) – Livro de homenagem ao Prof. Francisco Gonçalves*, Uni. Évora, pp. 133-168.

FONSECA, P. & RIBEIRO, A. (1993) - Tectonics of the Beja-Acebuches Ophiolite: a major suture in the Iberian Variscan Foldbelt, *Geol. Rundsch.*, vol. 82, pp. 440-447.

FONSECA, P.;, ARAÚJO, A.;, LEAL, N. & MUNHÁ, J. (1993) - Variscan Glaucophane Eclogites in the Ossa Morena Zone, Terra Abstracts Supplement n. 6 (XII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular), *Terra Nova*, vol. 5, pp. 11-12.

FONSECA P.;, ARAÚJO A.;, MOITA P.; ROSAS F.;, PEDRO J.;, LEAL N.;, MUNHÁ, J. & RIBEIRO A. (1998) - Variscan ophiolites and high pressure related events: An example from Southern Paleozoic Iberian Suture (Portugal). *Actas X Congreso Latinoamericano de Geologia, VI Congreso Nacional de Geologia Economica*, vol. II, Buenos Aires, Argentina, pp. 211-216.

FONSECA, P.;, MUNHÁ, J.;, PEDRO, J.;, ROSAS, F.;, MOITA, P.;, ARAÚJO, A. & LEAL, N. (1999) – Variscan ophiolites and high-pressure metamorphism in Southern Iberia, *Ofioliti*, vol. 24(2), pp. 259-268.

GONÇALVES, F & CARVALHOSA, A. (1994) – O Proterozóico da Zona de Ossa- Morena no Alentejo. Síntese e actualização de conhecimentos. *Mem. Acad. Ciênc. Lisboa,* t. XXXIV, 35p.

GILL, J. (1981) – *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer-Verlag, 390p.

GIL IBARGUCHI, J. & ARENAS, R. (1990) – Metamorphic evolution of the allochthonous complexes from the Northwest of the Iberian Peninsula. *In*: DALLMEYER, R.D. & MARTÍNEZ-GARCÍA, E. (Eds.) - *Pre-Mesozoic Geology of Iberia,* Springer-Verlag, pp. 237-246.

HANNIGAN, R., BASU, A & TEICHMANN, F. (2001) – Mantle reservoir geochemistry from statistical analysis of ICP-MS trace element data of equatorial mid-Atlantic MORB glasses. *Chemical Geol.,* vol. 175, pp. 397-428.

HARRIS, R.;, MOORE, T. E.;, WIRTH, K.;, MULL, C. G. & MCBRIDE, J. (2003) – Rooted Brooks Range ophiolite; implications for Cordilleran terranes. *Geology*, vol. 31, pp. 91-92.

ISHIWATARI, A.;, SOKOLOV, A.;, SAITO, D.;, TSUJIMORI, T. &and MIYASHITA, S. (1998) - Geology and petrology of elistratova ophiolite in Taigonos Peninsula, northeastern Russia: an island-arc ophiolite intruded into oceanic mantle. *International Ophiolite Symposium*, Finland, pp. 155-158.

JULIVERT, M.;, FONTBOTÉ, J.M.;, RIBEIRO, A. & CONDE, L.E. (1974) – *Memória Explicativa del Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 113 pp.

JUTEAU, T. & MAURY, R. (1999) – *The Oceanic Crust, from Accretion to mantle Recycling*. Springer-Praxis, Berlin, 390p.

KELA, J. M.;, STAKES, D. S. & DUNCAN, R. A. (2003) – The igneous of the Mendocino Transform Zone. URL:http://www.mbari.org/crust/MTFG.htm.

LANGMUIR, C.;, BENDER, J.;, BENCE, A.;, HANSON, G. & TAYLOR, S. (1977) – Petrogenesis of basalts from the FAMOUS area: Mid-Atlantic Ridge. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 36, pp. 133-156.

LEAL, N. (2001) – *Estudo petrológico e geoquímico de rochas metamórficas máficas de alta pressão das regiões de Alvito – Viana do Alentejo e de Safira (Zona de Ossa-Morena, Maciço Ibérico)*. Tese de Doutoramento, Dep. Geologia da FCUL, 402p.

LEAL N.;, PEDRO J.;, MOITA P.;, FONSECA P.;, ARAÚJO A. & MUNHÁ J. (1997) - Metamorfismo nos sectores meridionais da Zona de Ossa-Morena: Actualização dos Conhecimentos. *In* A. ARAÚJO & M. F. PEREIRA (Eds.). *Estudos de Geologia da Zona de Ossa-Morena - Maciço Ibérico.* Livro de homenagem ao Professor Francisco Gonçalves, Univ. Évora, 1997, pp. 119-131.

LOTZE, F. (1945) - Zur Gliederung der Varisciden der Iberishen Meseta. *Geoteckt Forsch,* vol. *6,* pp.78-92.

MASON, B. & MOORE, C. (1982) - *Principles of geochemistry*. 4th Ed., Jonh Wiley & Sons, 344p.

MATA, J. & MUNHÁ, J. (1985) - Geochemistry of mafic metavolcanic rocks from the Estremoz region (South Central Portugal). *Com. Serv. Geol. Portugal*, t. 71, pp. 175-185.

MATA, J. & MUNHÁ, J. (1986) - Geodynamic significance of high-grade metamorphic rocks from Degolados - Campo Maior. *Maleo*, vol.2, nº 13, pp. 28.

MATA, J. & MUNHÁ, J. (1990) - Magmatogénese de metavulcanitos câmbricos do nordeste alentejano: os estádios iniciais de "rifting" continental. *Com. Serv. Geol. Portugal*, t. 76, pp. 61-89.

MATTE, P. (1986) - Tectonics and plate tectonics model for the Variscan Belt of Europe. *Tectonophysics*, vol.126, pp. 329-374.

MOITA, P. (1997) - *Caracterização petrográfica e geoquímica do metamorfismo de alta pressão no sector de Viana do Alentejo-Alvito (Zona de Ossa Morena)*. Tese de Mestrado, Dep. Geologia da FCUL, 120p.

MUNHÁ, J.;, OLIVEIRA, J.;, RIBEIRO, A.;, OLIVEIRA, V.;, QUESADA, C. & KERRICH, R (1986) - Beja-Acebuches Ophiolite characterization and geodynamic significance. *Maleo,* vol. 2, nº 13, pp. 31.

NICOLAS, A. (1989) – *Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere*. Petrology and Structural Geology, vol. 4, Kluwer Pub., 367p.

OLIVEIRA, J.; , OLIVEIRA, V. & PIÇARRA, J. (1991) - Traços gerais da evolução tectonoestratigráfica da Zona de Ossa Morena, em

Portugal. *Cuadernos Lab. Xeoloxico de Laxe,* vol.16, pp. 221-250.

PEARCE, J.A. (1975) - Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. *Tectonophysics*, vol. 25, pp. 41-67.

PEARCE, J.A. & CANN, J.R. (1973) - Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 19, pp. 290-300.

PEDRO, J. (1996) - *Estudo do metamorfismo de alta pressão na área de Safira (Montemor-o-Novo) Zona de Ossa Morena*. Tese de Mestrado, Dep. de Geologia FCUL, 69p.

PEDRO, J. (2004) - *Estudo geológico e geoquímico das sequências Ofiolíticas Internas da Zona de Ossa-Morena (Portugal)*. Tese de Doutoramento, Dep. Geociências, Univ. Évora, Portugal, 225p.

PEDRO, J.;, ARAÚJO, A.;, FONSECA, P. & MUNHÁ, J. (1998) - Litogeoquímica da sequência ofiolítica no sector de Oriola (Zona de Ossa-Morena) e sua importância na reconstituição geotectónica do ramo SW da Cadeia Varisca Ibérica. Actas V Cong. Nac. Geol., *Com. IGM,* Lisboa, t. 84(1), pp. C138-C141.

PEDRO, J.;, ARAÚJO, A.;, FONSECA, P., & MUNHÁ, J. (2003a) – Características petrográficas, geoquímicas e estruturais das sequências ofiolíticas internas da Zona de Ossa-Morena. *Ciências da Terra*, UNL, Lisboa, nº esp. V, CD-ROM, B72-B75.

PEDRO, J.;, ARAÚJO, A.;, FONSECA, P., & MUNHÁ, J. (2003b) – Geochemistry of Internal Ossa-Morena Zone Ophiolites. *In*: NEIVA, A., NEVES, L., SILVA, M & GOMES, E. (Eds.) – *Resumos IV Cong. Ibérico Geoqímica*. Uni. Coimbra, pp. 152-154.

PRIEM, H.;, BOELRIJK, N.;, VERSCHURE, R.;, HEBEDA, E. & VERDUMEN, E. (1970) – Datting events of acid plutonism through the Paleozoic of Western Iberian Peninsula, *Eclogae Geol. Helv.*, vol. 63, pp. 225-274.

PRIEM, H.;, BOELRIJK, N.;, HEBEDA, E. & SCHERMERHORN, L. (1986) – Isotopic ages of Alcaçovas orthogneiss and the Beja porphyries, South Portugal. *Com. Serv. Geol., Portugal*, t. 72, fasc. 1/2, pp. 3-7.

QUESADA, C. (1991) - Geological constraints on the Paleozoic tectonic evolution of tectonostratigraphic terranes in the Iberian Massif. *Tectonophysics*, vol. 185, pp. 225-245.

QUESADA, C. (1992) - Evolución Tectónica del Maciço Ibérico. *In*: GUTIERREZ- MARCO, J.C. SAAVEDRA, J. & RÁBANO, I. (Eds.) - *Paleozoico Inferior de Ibero- América,* Universidad de Extremadura*,* pp.173-190.

QUESADA C.;, BELLIDO F.;, DALLMEYER R.D.;, GIL IBARGUCHI, I.; OLIVEIRA J.T.;, PEREZ-ESTAUN A.;, RIBEIRO A.;, ROBARDET M. & SILVA J.B. (1991) - Terranes within the Iberian Massif: correlations with West African sequences. *In*: DALLMEYER, R. D. & LECORCHE, J. P. (Eds.). *The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlations*. Springer Verlag, pp. 267-294.

QUESADA, C.;, FONSECA, P.;, MUNHÁ, J.;, OLIVEIRA, J. & RIBEIRO, A. (1994) - The Beja-Acebuches Ophiolite (southern Iberia Variscan Foldbelt): geological characterization and geodynamic significance. *Boletin Geológico y Minero de España*, 105-1, pp. 3-49.

QUESADA, C.;, ROBARDET, M. & GABALDON, V. (1990) - Stratigraphy of Ossa - Morena Zone: Synorogenic Phase (Upper Devonian - Carboniferous - Lower Permian) *In*: DALLMEYER, R.D. & MARTÍNEZ-GARCÍA, E. (Eds.) - *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, pp. 273 -279.

RIBEIRO, A. & PEREIRA, E. (1997) – Introdução à geologia do NE de Trás-os-Montes. *In*: GOMES, M.E.P. (Coord.) – *Livro-Guia da Excursão Pré-Reunião. XIV Reunião de Geologia do Oeste Peninsular,* UTAD, Vila Real, pp. 3-7.

RIBEIRO, A.;, ANTUNES, M.;, FERREIRA, M.;, ROCHA, R.;, SOARES, A.;, ZBYSZEWSKI, G.;, ALMEIDA, F.;, CARVALHO, D. & MONTEIRO, J. (1979) – *Introduction à la Géologie Générale du Portugal*. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 114 pp.

RIBEIRO, A.;, IGLÉSIAS, M.;, RIBEIRO, L. & PEREIRA, E. (1983) - Modèle géodynamique des Hercynides Ibériques. *Com. Serv. Geol. Portugal*, t. 69, pp. 291-293.

RIBEIRO, A.;, QUESADA, C. & DALLMEYER, R. (1990) - Geodynamic Evolution of the Iberian Massif. *In*: DALLMEYER, R.D. & MARTINEZ GARCIA, E. (Eds.) - *Pre - Mesozoic Geology of Iberia,* Springer- Verlag*,* pp. 398-409.

RIBEIRO, M.;, MATA, J. & MUNHÁ, J. (1992) - Magmatismo do Paleozóico Inferior em

Portugal. *In* : GUTIERREZ - MARCO , J. C.;, SAAVEDRA, J. & RÁBANO, I . (Eds.) *Paleozoico Inferior de Ibero – América,* Universidad de Extremadura, pp. 377 - 395.

RIBEIRO, M.;, MUNHÁ, J.; MATA, J. & PALÁCIOS, T. (1997) – Vulcanismo na Zona de Ossa-Morena e seu enquadramento geodinâmico. *In:* ARAÚJO, A. & PEREIRA, M. F. (Eds.) – *Estudo sobre a Geologia da Zona de Ossa-Morena (Maciço Ibérico) – Livro de homenagem ao Prof. Francisco Gonçalves*, Uni. Évora, pp. 37-56.

ROBARDET, M. & GUTIÉRREZ MARCO, J. (1990) - Sedimentary and faunal domains in the Iberian Peninsula during Lower Paleozoic times. *In*: DALLMEYER, R.D. & MARTÍNEZ-GARCÍA, E. (Eds.) – *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, pp. 383-395.

ROBINSON, P.;, ZHOU, M.;, HU, X.;, REYNOLDS, P.;, WENJI, B. & YANG, J. (1999) – Geochemical constraints on the origin of the Hegenshan ophiolite, inner Mongolia, China. *Journ. Asian Earth Sci.*, vol. 17, pp. 423-442.

ROLLINSON, H. (1993) - *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation.* Longman Group, 352p.

ROSAS, F. (2003) – *Estudo Tectónico do Sector de Viana do Alentejo – Alvito: Evolução Geodinâmica e Modelação Analógica de Estruturas em Afloramentos Chave*. Tese de Doutoramento, Dep. Geologia da FCUL, 354p.

ROUX, P;, ROEX, A.;, SCHILING, J.;, SHIMIZU;, N., PERKINS,, W. & PEARCE, N. (2002) – Mantle heterogeneity beneath the southern Mid-Atlantic Ridge: trace elements evidence for contamination of ambient asthenospheric mantle. *Earth Planet. Sci. Lett*, vol. 203 (1), pp. 479-498.

SANTOS, J.;, ANDRADE, A. & MUNHÁ, J. (1990) - Magmatismo orogénico varisco no limite meridional da Zona de Ossa-Morena. *Com. Serv. Geol. Portugal*, t. 76, pp. 91-124.

SANTOS, J.;, MATA, J.;, GONÇALVES, F. & MUNHÁ, J. (1987) - Contribuição para o conhecimento geológico-petrológico da região de Santa Susana: o Complexo Vulcano-Sedimentar da Toca da Moura. *Com. Serv. Geol. Portugal*, t. 73, pp. 29-48.

SAUNDERS, A. & TARNEY, J. (1991) – Back-arc basins. *In*: FLOYD, P.A. (Eds.). - *Oceanic Basalts,* Blackie and Son, pp. 219-263.

SIMANCAS, J.; EXPÓSITO RAMOS, I.; MARTÍNEZ POYATOS, D.; AZOR, A. & GONZÁLEZ LODEIRO, F. (2002) – Opposite subduction polarities connected by transform faults in the Iberian Massif and West-European Variscides. *In*: MARTINEZ CATALÁN, J.; MATCHER, R.; ARENAS, R. & DIAS GARCIA, F. (Eds.) – *Variscan Appalachian Dynamics: The Building of the Late Paleozoic Basement*, Special Paper, Geol. Soc. of America, vol, 364, pp. 253-262.

SAVOV, I.;, RYAN, J.;, HAYDIUTOV, I. & SCHIJF, J. (2001) – Late Precambrian Balkan-carpathian ophiolite: a slice of the Pan-African ocean crust? – geochemical and tectonics insights from the Tcherni Vrah and Deli Jovan massifs, Bulgaria and Serbia. *Journ. Volcan. Geoterm. Research,* 110, pp. 299-318.

SOBOLEV, A.V.;, HOFMANN, A.W. & HEMOND, C. (2003) – Garnet Component In First Indian Morb liquid: Melt Inclusion Evidence. *Geophysical Research Abstracts*, vol. 5, pp. 40-45.

SOUSA, J. (1996) – *Cartografia Geológica e Estrutural da Sutura Varisca no Sector de Oriola (Zona de Ossa-Morena)*. Tese de Mestrado, Dep. de Geologia, FCUL, 132p.

SOUSA, J.;, LOURENÇO, N. & ARAÚJO, A. (1993) Earlier Variscan deformation event in Pedrogão region: relation with the emplacement of Ophiolitic Nappes. *Resumos XII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular*, Univ. Évora, pp. 89-97.

SUN, S. & MCDONOUGH, W.F. (1989) - Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *In*: SAUNDERS, A.D. & NORRY, M.J. (Eds.) - *Magmatism in the Ocean Basins*, Geol. Soc. Spec. Publ., nº 42, London, pp. 313-345.

WANG, Z.;, SUN, S.;, JILIANG, L.;, QUANLIN, H.;, KEZHANG, Q.;, WENJIAO X. & JIE HAO (2003) – Paleozoic tectonic evolution of the northern Xinjiang, China: Geochemical and geochronological constraints from the ophiolites. *Tectonics*, vol. 22 (2), pp. 14-29.

WILSON, M. (1989) – *Igneous petrogenesis. A global tectonic approach*. Chapman & Hall, London, 466p.

WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A. (1977) - Geochemical discrimination of different

magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, vol.20, pp. 325-343.

Volume 30. 2005
ISSN: 0213-4497

EDICIOS DO CASTRO
DO GRUPO SARGADELOS